

**Untersuchungen
über den nächtlichen Energietransport und
Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht
bei der Bildung von Strahlungsnebeln**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

**Ludwig-Maximilians-Universität
zu München**

vorgelegt

von

Helmut Kraus

aus

Jülich

Mai 1958

Untersuchungen
über den nächtlichen Energietransport und
Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht
bei der Bildung von Strahlungsnebeln

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität
zu München

vorgelegt

von

Helmut Kraus

aus

Jülich



Mai 1958

Berichterstatter: Prof. Dr. Rudolf Geiger

Tag der mündlichen Prüfung: 25. Juni 1958

Vorwort

Bei Untersuchungen von Frostschutzmaßnahmen im Mai 1952 hat A. Baumgartner (1) in künstlichem Nebel im Mittel über die ganze Nacht eine Differenz der Strahlungsbilanz von $20 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zwischen den Höhen 15 und 0,5 m über dem Erdboden festgestellt. Daraus ist die Problemstellung der vorliegenden Arbeit entstanden.

Dem Leiter des Meteorologischen Institutes der Universität München, Herrn Prof. Dr. Rudolf Geiger, bin ich zu besonderem Dank verpflichtet. Er hat mir nicht nur die Bearbeitung des Themas überlassen, sondern die Arbeit auch durch stetes Interesse und gute Ratschläge gefördert und mich auf manche mir sonst unbekannt gebliebene Literaturstelle aufmerksam gemacht. Die Hilfsmittel des Institutes hat er mir soweit wie möglich zur Verfügung gestellt.

Herrn Privatdozent Dr. G. Hofmann danke ich herzlich für das rege Interesse und die vielen fruchtbaren Diskussionen, durch die er die Untersuchungen gefördert hat. Für manchen Hinweis und tatkräftige Hilfe bin ich Herrn Reg.-Rat Dr. A. Baumgartner und Herrn Forstmeister G. Waldmann zu Dank verpflichtet.

Bei den Freilanduntersuchungen haben alle Institutsangehörigen selbstlos mitgeholfen. Außer den bereits erwähnten Herren sei hier noch Herrn Werkmeister G. Weinberger und Herrn cand. rer. nat. Reiner Gebhart herzlich gedankt.

Das Forstamt München-Süd, in dessen Bereich das Versuchsgelände liegt, ist so freundlich gewesen, die Genehmigung zur Aufstellung der Meßgeräte zu erteilen.

Liste der verwendeten Zeichen und Einheiten

Formelzeichen, die nur an einer Stelle auftreten und deren Bedeutung dort hinreichend klar ist, sind nicht in der Liste enthalten.

- S Strahlungsbilanz = resultierender Strahlungsstrom ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- L Strom fühlbarer Wärme ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- V Strom latenter Wärme des Wasserdampfes ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- B Änderung der fühlbaren und latenten Wärme in der unter dem Bezugsniveau z liegenden Luft und dem Erdboden je Zeit- und Flächeneinheit ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- B₀ B für z=0, Wärmestrom aus dem Erdboden ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- L Änderung der fühlbaren Wärme je Zeit- und Flächeneinheit in der Schicht z₀ bis z, $\bar{L} = \int_{z_0}^z q_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$ ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- V Änderung der latenten Wärme je Zeit- und Flächeneinheit in der Schicht z₀ bis z, $\bar{V} = \int_{z_0}^z q_r \frac{\partial s}{\partial t} dz$ ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- R Kondensationsenergie je Zeit- und Flächeneinheit in der Schicht z₀ bis z ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
- A Austauschkoeffizient ($\text{g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$)

Die bis hier genannten Größen sind Funktionen der Zeit und der Höhe z über dem Erdboden. Der Index 0 bedeutet, daß es sich um die betreffende Größe am Erdboden (z = 0) handelt. Der Index z₀ besagt, daß es die betreffende Größe in der Höhe des Bezugsniveaus z₀ ist. Andere Indizes beziehen sich auf die Höhe in cm. Die Wärmeströme werden positiv gezählt, wenn sie zur Bezugsfläche z₀ bzw. zum Erdboden gerichtet sind. In der vorliegenden Arbeit ist es erlaubt, bei allen Betrachtungen nur die vertikalen Komponenten der Energieströme zu berücksichtigen (siehe 1.2. und 2.1.). S, L, V und B sind so die Beträge der Vertikalkomponenten der entsprechenden Vektoren.

- β Verhältnis $c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} / r \frac{\partial s}{\partial z}$
- δ Nebeldichte (g m^{-3} oder g cm^{-3})
- θ Lufttemperatur (°C)
- θ' Feuchttemperatur (°C)
- θ_T Taupunkttemperatur (°C)
- θ_a Äquivalenttemperatur (°C)
- ρ Luftdichte (g cm^{-3})
- σ Stefan-Boltzmannsche Konstante ($\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ grad}^{-4}$)
- b Luftdruck (Torr)
- c_p spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck ($\text{cal g}^{-1} \text{ grad}^{-1}$)
- d Durchmesser der Nebeltröpfchen (μ)
- k Absorptionskoeffizient (cm^{-1})
- r Verdunstungswärme des Wassers (cal g^{-1})
- s spezifische Feuchte der Luft
- T absolute Temperatur der Luft (°K)
- t Zeit (z. B. sec)
- v Windgeschwindigkeit (m sec^{-1})
- z vertikale Koordinate (cm oder m)

Zusammenfassung

Für den Energiehaushalt und die zeitlichen Änderungen von Temperatur und Feuchte in einer Luftschicht sind nicht die absoluten Größen der die Schicht durchsetzenden Energieströme sondern deren Divergenzen von Bedeutung. Das Energieprinzip erlaubt die Aufstellung einer den Energiehaushalt einer Luftschicht beschreibenden Gleichung.

Auf einer Kahlfläche im Perlacher Forst bei München, auf der sich in fast jeder windschwachen, wolkenarmen Nacht Bodennebel bis zu einigen Metern Höhe bilden, erfolgen in sieben ruhigen Herbstnächten von vor Sonnenuntergang bis nach Sonnenaufgang Messungen von Strahlungsbilanz, Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit als Funktionen von Höhe und Zeit.

Die Ergebnisse dieser Freilanduntersuchung bilden zusammen mit den nach einer numerischen Methode berechneten Strahlungsbilanzdivergenzen die Grundlage zur Berechnung der Energiehaushaltsglieder mittels der Energiehaushaltsgleichung einer Luftschicht.

Es läßt sich zeigen, daß Nebelbildung unter den gemachten Voraussetzungen drei energetische Ursachen haben kann, die selten allein wirksam sind:

- Die Luftschicht verliert Wärme durch Ausstrahlung.
- Die Luftschicht verliert Wärme durch turbulenten Austausch.
- Die Luftschicht gewinnt Wasserdampf durch turbulenten Austausch.

Die Ergebnisse der Rechnung lassen sich so zwanglos deuten. Der beobachtete Bodennebel ist kein reiner Strahlungsnebel. Die durch turbulenten Austausch bewirkte Abkühlung der Luftschicht, in der sich der Nebel bildet, spielt eine bedeutende Rolle. Ehe man einen Nebel als Strahlungsnebel bezeichnet, sollte man versuchen zu ergründen, ob die Strahlung wirklich die direkte energetische Ursache ist.

Einige Bemerkungen zu in neuerer Zeit veröffentlichten Theorien zur Nebelbildung schließen die Arbeit ab.

Abstract

Not the absolute values of the energy fluxes but their divergences are important for the energy balance and the changes of temperature and humidity with time in an atmospheric layer. The energy principle allows the derivation of an equation describing the energy balance of an atmospheric layer.

On a denuded area in the "Perlacher Forst" near Munich ground fog up to some meters in height forms in nearly every calm and cloudless night. On this clearing in seven calm autumnal nights the vertical distribution of net radiation, temperature, humidity and wind velocity was measured from before sunset until after sunrise.

The results of this field investigation and the divergences of the net radiation calculated by means of a tabular method are the elements for calculating the terms of the energy balance equation of an atmospheric layer.

On the premises used in this work there are only three energetic causes for the formation of fog. They seldom become effective alone:

- The atmospheric layer loses heat by radiation.
- The atmospheric layer loses heat by turbulent exchange ("Austausch").
- the atmospheric layer gains water vapour by turbulent exchange („Austausch“).

Now the results of the calculations can be interpreted without any difficulties. The direct cause for the formation of the ground fog observed on the denuded area is not only radiation. The turbulent exchange is very effective in cooling the layer in which the fog forms, and so the „Austausch“ plays an important role.

Before fog is classified to be radiation fog it should be tried to find out whether radiation is the direct energetic cause.

Some comments on recently published theories of fog formation are added conclusively.

Einleitung

Über die physikalischen Vorgänge in Nebeln und bei ihrer Entstehung und Auflösung besteht noch keine

Klarheit. Spricht man von Strahlungsnebeln, so nimmt man an, daß die überwiegende Ursache der Nebelbildung in der durch Ausstrahlung von Erdboden und Wasserdampf der Luft herbeigeführten Abkühlung liegt. Der vornehmste Vertreter ist wohl der oft viele hundert Meter dicke in der Bodenkaltluft ruhiger Herbst- und Winterwetterlagen ausgebildete Nebel. Den Niederungen bringt er dunkles, trübes, feuchtes und kaltes Wetter, während es im Gebirge oberhalb des Nebels bei oft wolkenlosem Himmel und guter Sicht mild ist. A. U r f e r (29) hat im Dezember 1951 während einer solchen elf Tage anhaltenden Nebellage sehr schöne Temperatur- und Feuchteprofile zum Teil bis weit über die Nebelgrenze hinaus gemessen. Auch die Talnebel und die im Flachland auftretenden niedrigeren, oft nur 10 m hohen Nebel, die sich durchwegs bald nach Sonnenaufgang auflösen, werden zu den Strahlungsnebeln gezählt. Allgemein weiß man, daß sie sich nur bei kräftiger nächtlicher Ausstrahlung und äußerst kleinen Windgeschwindigkeiten bilden. Das gilt auch für die flachen Bodennebel, deren Untergrenze meist nicht mit der Bodenoberfläche zusammenfällt (3, 6, 7, 9).



Abb. 1
Bodennebel auf dem Versuchsgelände im Perlacher Forst

Nun soll versucht werden, über die physikalischen Vorgänge bei der Bildung und Auflösung von Bodennebeln (Abb. 1) etwas auszusagen. Dazu ist es notwendig, genaue Messungen von Temperatur, Feuchte, Strahlungsbilanz und Windgeschwindigkeit als Funktionen von Höhe und Zeit durchzuführen. Aus ihnen kann der Energiehaushalt der Nebelschicht berechnet werden. Ziel der Arbeit ist es, aus den Energieströmen, die in der bodennahen Schicht wirksam sind und die sich aus den Energiehaushaltsberechnungen als Funktionen von Höhe und Zeit ergeben, Aufschluß über die nebelbildenden und nebelauflösenden Vorgänge zu gewinnen.

1. Energiehaushaltsbetrachtungen

1.1. Der Energiehaushalt an einer Bezugsfläche

Das Energieprinzip besagt, daß bei keinem Vorgang in der Natur Energie verloren geht oder aus nichts erzeugt wird. Es ist ein allgemein gültiges Naturgesetz und beherrscht so auch alle physikalischen Vorgänge in der bodennahen Luftschicht. Hier erhält es seine übertragende Bedeutung nicht zuletzt dadurch, daß wegen der komplexen Natur der Prozesse andere exakte Gesetzmäßigkeiten kaum bekannt sind. Durch Meßergebnisse scheinbar noch so gut fundierte Überlegungen müssen verworfen werden, falls sie in Widerspruch zum Energiesatz stehen.

Für eine irgendwie im Raum gelegene mathematische Bezugsfläche, die ihrer Natur gemäß keine Wärmekapazität besitzt, bedeutet das Prinzip, daß die auf sie auftreffenden Energieströme auch wieder abfließen müssen.

Bei mikrometeorologischen Untersuchungen wird gewöhnlich der Energiehaushalt der Erdoberfläche bestimmt. Sie stellt dabei die Bezugsfläche dar. Trifft man die Vereinbarung, daß die zur Fläche hin gerichteten Energieströme positiv, die von ihr weg fließenden negativ gerechnet werden, so muß die Summe aller Ströme an der Fläche verschwinden. Das läßt sich durch die Energiehaushaltsgleichung an der Bodenoberfläche mathematisch beschreiben:

$$S_0 + B_0 + L_0 + V_0 + M_0 + N_0 = 0$$

Die einzelnen Glieder, deren Index 0 bedeuten soll, daß sie sich auf die Bodenoberfläche beziehen, sind Energieströme von der Dimension Energie/Fläche · Zeit. Sie werden in der Meteorologie meist in $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ angegeben. M_0 , der chemische Energieumsatz in der Pflanze, ist von untergeordneter Bedeutung. Der durch den Niederschlag bewirkte Wärmestrom N_0 läßt sich durch Auswahl geeigneter Wetterlagen eliminieren, so daß nur noch die Strahlungsbilanz S_0 , der Wärmestrom aus dem Erdboden B_0 , der aus der Luft zum Boden kommende Strom fühlbarer Wärme L_0 und der mit dem Wasserdampftransport verbundene latente Wärmestrom V_0 übrig bleiben:

$$[1] \quad S_0 + B_0 + L_0 + V_0 = 0$$

Diese Gleichung läßt sich auch für eine beliebige zur Erdoberfläche parallele Bezugsfläche anschreiben:

$$[2] \quad S + B + L + V = 0$$

Dabei kann B entweder als der gesamte Energiestrom aus dem Raum unterhalb des Bezugsniveaus — gleich durch welche physikalischen Prozesse er bewirkt wird — oder als der gesamte je Flächen- und Zeiteinheit entstehende Verlust oder Gewinn an fühlbarer und latenter Wärme unterhalb der Fläche gedeutet werden. Ein Energieverlust unterhalb der Bezugsfläche bedeutet einen nach aufwärts zur Fläche hin gerichteten Energiestrom und damit entsprechend der Vorzeichenwahl ein positives Vorzeichen von B. So betrachtet A. Baumgartner bei seinen „Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes“ (3) den Energiehaushalt an einer Bezugsfläche in 5 m Höhe über dem Erdboden. Das ist die mittlere Wipfelhöhe seines Bestandes gewesen.

1.2. Der Energiehaushalt einer Luftschicht

In einem Luftvolumen kann Energie gespeichert werden. Es müssen nicht wie bei der Fläche die einströmenden Energien auch wieder abfließen. Wir sprechen hier von einer Divergenz der Energieströme. Diese ist positiv, falls die Summe der aus einem Volumelement ausfließenden Energien größer ist als die der einfließenden.

In vielen Fällen wie auch in dieser Arbeit (siehe 2.1.) kann man die Betrachtung auf eine Dimension, die Vertikale, beschränken. Das ist bei Nacht unter der Voraussetzung einer horizontal geschichteten Atmosphäre, in der Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Strahlung absorbierende und emittierende Materie nur von der Höhe z abhängen, und der darin bereits enthaltenen Voraussetzung, daß die vertikale Komponente der Windgeschwindigkeit verschwindet, möglich. Das Energieprinzip verlangt dann für eine infinitesimale Luftschicht der Dicke dz:

$$[3] \quad \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial L}{\partial z} + \frac{\partial V}{\partial z} = \rho c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial t} + \rho r \frac{\partial s}{\partial t}$$

Die Divergenzen der Energieströme S, L und V bewirken eine ihrer Summe gleiche Änderung der fühlbaren und latenten Wärme je Zeit- und Volumeinheit. Die abgeglichenen Energiebilanz der Luftschicht dz umfaßt so die Divergenzen der drei Energieströme S, L und V, die die Schicht durchsetzen, sowie die zeitlichen Ände-

rungen des Energieinhaltes der Schicht. Die positiven Vorzeichen auf der linken Seite der Gleichung [3] entsprechen der Vereinbarung, die zu der unterhalb der Schicht liegenden Bezugsfläche (z. B. Erdboden) in Richtung der negativen z-Achse verlaufenden Ströme positiv zu rechnen. Wegen der Voraussetzung der horizontal geschichteten Atmosphäre wird hier die Divergenz des bei vorhandener Windgeschwindigkeit in einem Luftvolumen stets bestehenden Energiestromes der Advektion gleich Null.

Für eine Luftschicht der Höhe (z— z_0) ergibt sich durch Integration von Gleichung [3]:

$$[4] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) + (V - V_{z_0}) - \int_{z_0}^z \rho c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial t} dz - \int_{z_0}^z \rho r \frac{\partial s}{\partial t} dz = 0$$

Die Änderungen, die die Wärmeströme S, L und V in der Schicht (z— z_0) erfahren, äußern sich in einer Zu- oder Abnahme der fühlbaren und latenten Wärme der betreffenden Luftschicht. Ihre untere Grenze z_0 kann auch mit dem Erdboden zusammenfallen, der Index z_0 ist dann identisch mit dem Index 0. Wendet man nun noch Gleichung [2] auf die Bezugsfläche z_0 an und setzt zur Vereinfachung

$$\int_{z_0}^z \rho c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial t} dz = \bar{L}, \quad \int_{z_0}^z \rho r \frac{\partial s}{\partial t} dz = \bar{V},$$

dann erhält man

$$[5] \quad S + L + V + B_{z_0} = \bar{L} + \bar{V}.$$

In B_{z_0} sind jetzt die Integrationskonstanten der ersten drei Glieder von [4] zusammengefaßt. Finden keine Phasenumwandlungen des Wassers statt, so entfällt die Koppelung der latenten Wärme des Wasserdampfes mit den übrigen Energien. Gleichung [4] läßt sich in die beiden Beziehungen

$$[6a] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) = \bar{L} \quad \text{und}$$

$$[6b] \quad (V - V_{z_0}) = \bar{V}$$

aufspalten.

1.3. Der Austauschkoeffizient

Die größten Schwierigkeiten bei Energiehaushaltsberechnungen bereiten die durch Turbulenz bedingten Ströme L und V. Die Ursache dafür liegt darin, daß wir uns zwar ein Bild vom Wirken der Turbulenz — etwa das des Austauschs von Turbulenzkörpern — machen können, aber keine exakte Definition für diese Vorstellungen besitzen (26). Ohne die turbulenten Transporte von Wärme, Wasserdampf und anderen Beimengungen der Luft wie etwa Industriegase und radioaktive Verunreinigungen wäre unser Leben undenkbar (25). So sind wir gezwungen, uns mit den hier aufgeworfenen Problemen auseinanderzusetzen.

Der Energiesatz erlaubt uns zwar, aus [2] ($L+V$) oder aus [6a] und [6b] ($L-L_{z_0}$) und ($V-V_{z_0}$) zu ermitteln. Aber wir möchten die Ströme L und V jeden für sich kennen und vor allem genauer in die Vorgänge der turbulenten Transporterscheinungen hineinschauen.

Nach W. Schmidt (23) wird der Wärmestrom L analog zu den Gesetzen der molekularen Wärmeleitung durch

$$[7a] \quad L = A c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial z}$$

und entsprechend V durch

$$[7b] \quad V = A r \frac{\partial s}{\partial z}$$

beschrieben. ϑ ist streng genommen die potentielle Temperatur. In der bodennahen Luftschicht kann sie aber genügend genau durch die gemessene Lufttempe-

ratur ersetzt werden. A wird Austauschkoefizient genannt und soll für die verschiedenen möglichen turbulenten Transporte den gleichen Wert besitzen. Das positive Vorzeichen entspricht der Vereinbarung, zum Erdboden gerichtete Energieströme positiv zu rechnen.

Es sind bisher viele Versuche unternommen worden, A vor allem als Funktion der Höhe, der Windgeschwindigkeit und ihres Gradienten zu ermitteln. Die „Theorie der Mischungslänge“ nach L. Prandtl ergibt bei einem adiabatischen Temperaturgradienten einen linearen Verlauf von A mit der Höhe. Für eine stabile Schichtung erlaubt die Richardsonsche Zahl — sie kennzeichnet die entgegengesetzt wirkenden Einflüsse der Stabilität und des vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit — nach H. Lettau (14) eine Korrektur. Die von G. J. Taylor begründete und von O. G. Sutton (24, 25) erweiterte „statistische Theorie“ beschreibt A als Potenzfunktion von z, wobei der Exponent je nach der Schichtung der Atmosphäre Werte zwischen 0 (starke Inversion) und 1 (starker überadiabatischer Gradient) annimmt.

Durch die Annahme, daß A für alle Austauschvorgänge gleich ist, ist es mit Hilfe der „Sverdrup-Methode“ (27) möglich, L und V getrennt zu berechnen. Zuerst wird nach [2] $(L + V) = -(S + B)$ oder nach [5] $(L + V) = L + \tilde{V} = -(S + B_{z_0})$ ermittelt. Die gesuchten Größen ergeben sich dann nach [7a] und [7b] zu

$$[8a] \quad L = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} + r \frac{\partial s}{\partial z}} c_p \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

$$[8b] \quad V = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} + r \frac{\partial s}{\partial z}} r \frac{\partial s}{\partial z}$$

Führt man, um die Schreibweise zu vereinfachen, die Äquivalenttemperatur

$$[9] \quad \partial \bar{a} = \theta + \frac{r}{c_p} s$$

ein, dann gilt:

$$[10] \quad A = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} + r \frac{\partial s}{\partial z}} = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}}$$

Daraus lassen sich verschiedene Darstellungsmöglichkeiten für A ableiten. Je nachdem ob man von [2], [4], [5], [6a] oder [6b] ausgeht, ergibt sich:

$$[11] \quad A = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}} = \frac{-(S + B)}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}}$$

$$[12] \quad A = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}} = \frac{(S_{z_0} - S) + L + \tilde{V} + A_{z_0} c_p \left(\frac{\partial \bar{a}}{\partial z} \right)_{z_0}}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}}$$

$$[13] \quad A = \frac{L + V}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}} = \frac{-(S + B_{z_0}) + L + \tilde{V}}{c_p \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}}$$

$$[14a] \quad A = \frac{L}{c_p \frac{\partial \theta}{\partial z}} = \frac{(S_{z_0} - S) + L + A_{z_0} c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0}}{c_p \frac{\partial \theta}{\partial z}}$$

$$[14b] \quad A = \frac{V}{r \frac{\partial s}{\partial z}} = \frac{\tilde{V} + A_{z_0} r \left(\frac{\partial s}{\partial z} \right)_{z_0}}{r \frac{\partial s}{\partial z}}$$

Gleichung [12] sagt aus: Je größer der turbulente Wärmestrom im Bezugsniveau z_0 (z. B. am Erdboden) ist, je mehr Wärme und spezifische Feuchte die Schicht zwischen z und z_0 gewinnt, je mehr Energie die Schicht durch Strahlung verliert und je kleiner dabei der Gradient der Äquivalenttemperatur ist, desto größer ist der Austauschkoefizient in der Höhe z . Die Gleichungen

[14a] und [14b] gelten wie [6a] und [6b] nur, wenn keine Phasenumwandlungen des Wassers stattfinden. Sowohl F. Möller (16) als auch K. Raschke (20) haben bereits Berechnungen von A als Funktion der Höhe mit der Gleichung [14a] entsprechenden Beziehungen durchgeführt.

2. Messung der zur Energiehaushaltsberechnung benötigten Profile von Strahlungsbilanz, Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit in Bodennebeln.

2.1. Der Meßplatz

Will man eine meteorologische Freilanduntersuchung durchführen, so spielt die Auswahl des Versuchsgeländes eine große Rolle. Einmal muß es so beschaffen sein, daß auf ihm die Voraussetzungen erfüllt sind, unter denen die den später auszuführenden Rechnungen zu Grunde liegenden Formeln (in 1.2. und 1.3.) gelten. Dann müssen auf ihm die Vorgänge, die untersucht werden sollen, möglichst oft und möglichst ungestört ablaufen.

Bei der Problemstellung in dieser Arbeit muß das Versuchsgelände eine große Häufigkeit flacher Bodennebel aufweisen. Das trifft besonders bei Geländeteilen zu, die einen weitgehenden Windschutz genießen. Ideal sind da Waldlichtungen. Die ausgedehnten Beobachtungen, die angestellt worden sind, um einen guten Meßplatz zu finden, haben gezeigt, daß sich auf den beobachteten Lichtungen fast an jedem Abend mit klarem Himmel und geringer Luftbewegung unabhängig von der Jahreszeit Bodennebel bildet, während offenes, weites Gelände meist nebelfrei bleibt. Daraufhin ist von drei im Perlacher Forst südlich von München gelegenen Kahlflächen die größte ausgesucht worden. Sie ist am gleichmäßigsten bewachsen, und auf ihr bilden sich im Vergleich zu den beiden anderen Flächen die in ihrer horizontalen Erstreckung gleichmäßigsten Bodennebel aus.

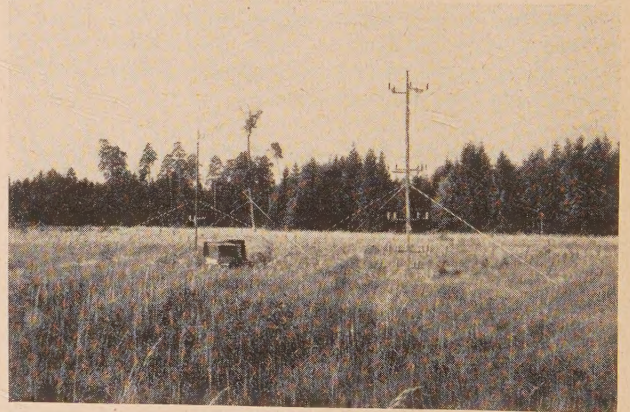


Abb. 2
Die Meßstation

Die Abbildungen 1 und 2 zeigen das so ausgewählte Versuchsgelände zur Zeit der Messungen. Es ist eine etwa $400 \cdot 400 \text{ m}^2$ große Aufforstungsfläche, die ringsum von etwa 20 m hohen Fichtenbeständen umgeben ist. Sie ist vor allem mit sehr dichtem Sandrohrgras bewachsen, das eine mittlere Höhe von 40 cm besitzt und bis auf die unteren Teile schon ausgetrocknet ist. Die neu angepflanzten Fichten sind etwa 30 bis 40 cm hoch.

Bei der Untersuchung des Energiehaushaltes in den sich auf diesem Versuchsgelände nach Sonnenuntergang bildenden flachen Bodennebeln ist es erlaubt, nur die vertikalen Komponenten der Energieströme zu berücksichtigen. Die nächtliche Strahlungsbilanz ist ein vertikaler Energiestrom. Da die Meßgeräte in der Mitte der Fläche aufgestellt worden sind, können auch die an allen

Seiten etwa gleich hohen das Meßgelände umgebenden Fichtenbestände keine Horizontalkomponente von S an der Meßstation bewirken. Ob wirklich keine horizontalen Temperatur- und Feuchtegradienten vorhanden sind, läßt sich streng nur so entscheiden, daß man die Hauptprofilstation mit kreisförmig um sie herum angeordneten Nebenprofilstationen umgibt. Der dazu erforderliche Aufwand übersteigt aber die Mittel der meisten Institute. Bei der Größe und dem gleichmäßigen Bewuchs des Versuchsgeländes dürften erst recht in seiner Mitte, wo die Einflüsse von den umgebenden Waldgebieten weitgehend abgeschwächt sind, keine horizontalen Gradienten von Temperatur und Feuchte vorhanden sein. Damit bestehen auch keine Horizontalkomponenten der Ströme L und V. Beobachtungen bei driftendem Nebel haben gezeigt, daß nur äußerst geringe Vertikalgeschwindigkeiten des Windes vorkommen. Diese geringen Vertikalgeschwindigkeiten sind nur am Rande der Versuchsfläche beobachtet worden. Damit kann man sagen, daß die Voraussetzung der horizontal geschichteten Atmosphäre (1.2.) hier weitgehend erfüllt ist. Dafür spricht auch die große horizontale Gleichmäßigkeit der Nebelschichten. Es ist so möglich, mit den in 1.2. dargestellten Gesetzen an die Untersuchung heranzugehen.

Der Versuchsplatz bietet neben diesem Vorteil den schon erwähnten, daß während einer Schönwetterperiode in jeder Nacht mit Nebel gerechnet werden kann. Leider ist die Bodenoberfläche sehr uneben, so daß es nicht möglich ist, den aus dem Erdboden kommenden Wärmestrom B_0 sinnvoll zu messen.

2.2. Die Instrumente

Zur Ermittlung der wirksamen Energieströme als Funktionen von Höhe und Zeit ist es notwendig, die Größen Strahlungsbilanz, Lufttemperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit in ihrer Abhängigkeit von Höhe und Zeit zu messen.

Die Messung der Strahlungsbilanz erfolgt mit dem von G. Hofmann entwickelten Strahlungsbilanzmesser (11). Nach einer von W. Pohl (19) durchgeführten Abschätzung sind die mit ihm gewonnenen Werte mit einem mittleren Fehler der Einzelmessung von $\pm (2\% + 10 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1})$ behaftet. Wie Vergleichsmessungen mit allen gebräuchlichen Strahlungsbilanzmessern gezeigt haben (30), muß man bei diesen Geräten mit Fehlern in dieser Größenordnung allgemein rechnen. Es hat jedoch die Hoffnung bestanden, die systematischen Fehler der Geräte gegeneinander durch eine Vergleichsmessung unter gleichen Bedingungen eliminieren zu können und so und durch eine Mittelwertbildung über eine längere Zeit zu wesentlich genaueren Werten der Strahlungsbilanzdifferenzen zwischen verschiedenen Höhen zu kommen.

Die Lufttemperatur wird mit Halbleiterthermometern gemessen. Der Widerstand der mit Woodschem Metall in verchromte Messinghülsen eingegossenen Thermistoren wird entweder an einem in eine Wheatstonesche Brücke geschalteten Galvanometer direkt in $^{\circ}\text{C}$ abgelesen oder auf einem Sechsfarbensreiber mit Kreuzspulgerät registriert. Die zur Einzelablesung benutzten Thermometer enthalten zwei parallel geschaltete Thermistoren vom Typ NTC 83920/4K — d. h. $4 \text{ k } \Omega$ bei 20°C im Mittel der Fertigung —, die zur Registrierung benutzten 15 parallel geschaltete Thermistoren vom Typ NTC 83920/2K. Beide Typen stammen von der Firma Philips. Bei der Registrierung bedingt das, will man nicht ein 30 cm langes Thermometer haben, daß eine Temperaturmeßstelle aus drei je 5 NTC-Widerstände enthaltenden parallel geschalteten Thermometerstäben besteht. Wenn das auch sehr umständlich erscheint, so gibt es keine andere Möglichkeit, die hochohmigen Ther-

mistoren an das für Platin-Widerstandsthermometer von 100Ω (bei 0°C) gebaute Kreuzspulgerät anzuschließen. Aluminiumhütten dienen als Strahlungsschutz, für ein registrierendes Thermometer sind also drei Hütten notwendig. Mit diesen Anordnungen, die bereits ausführlich beschrieben sind (13), läßt sich die Lufttemperatur bis auf einen Fehler von höchstens $\pm 0,15^{\circ}\text{C}$ ohne Schwierigkeiten messen.

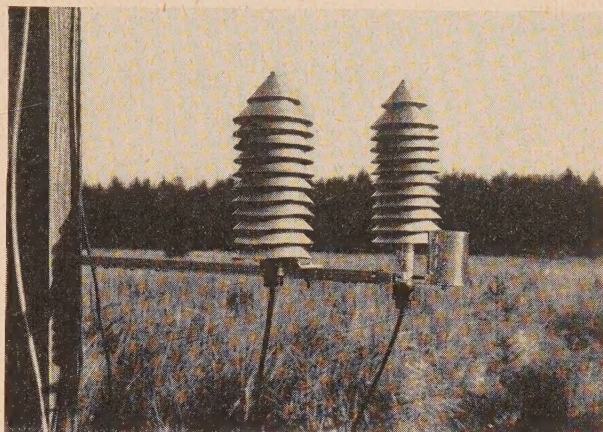


Abb. 3

Ein Thermistorpsychrometer

Zur Messung der Luftfeuchtigkeit dient ein aus zwei Halbleiterthermometern bestehendes Psychrometer (Abb. 3). Das eine ist mit einem in ein Wassergefäß hineinragenden Fließpapierröhrchen umgeben und dient so als feuchtes Thermometer. Aus einem Wasservorratsgefäß wird durch einen Gummischlauch das jeweils verdunstende Wasser ersetzt. Jedes Thermometer befindet sich allein in einer der einheitlichen Strahlungsschutzhütten. Statt zu ventilieren ist vor den Versuchen die Abhängigkeit der Psychrometerkonstanten von der Windgeschwindigkeit im Windkanal bestimmt worden.

Die Windgeschwindigkeiten im Bodennebel sind mit gewöhnlichen Schalenkreuzanemometern, die erst bei $0,8$ bis $1,0 \text{ m sec}^{-1}$ Windgeschwindigkeit anlaufen, nicht erfassbar. In (13) ist ein thermischer Windmesser beschrieben, der fast ganz gleich wie die Halbleiterthermometer gebaut ist, jedoch als Unterschied zu ihnen im Inneren eine Heizwicklung trägt. Eine darin frei werdende konstante Heizleistung muß im Gleichgewichtszustand gemäß $L = -\alpha_L (\vartheta_K - \vartheta)$ auch wieder abfließen. Bei kleinen Windgeschwindigkeiten ist die Wärmeübergangszahl α_L klein. Der Windmesser, der die Temperatur ϑ_K besitzt, muß sich also stark gegenüber der Lufttemperatur ϑ aufheizen. Bei großen Windgeschwindigkeiten ist auch α_L groß, und es bedarf nur einer

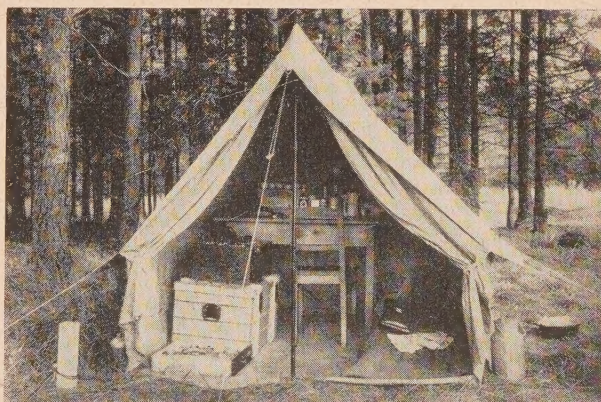


Abb. 4

Das Zelt

geringen Temperaturdifferenz, um die stets konstante Leistung L abzutransportieren. Mit der Temperaturdifferenz zwischen einem geheizten und einem in gleicher Höhe z über dem Erdboden aufgestellten ungeheizten Thermometer läßt sich aus einer im Windkanal gewonnenen Eichkurve die Windgeschwindigkeit in der Höhe z bestimmen. Einzelablesungen dieser Temperaturdifferenz geben nur zufällige Werte der sehr stark schwankenden Windgeschwindigkeit. Daher werden die Temperaturen der geheizten Thermometer ϑ_K ebenfalls auf dem Kreuzpulschreiber registriert. Da sie aber wesentlich höher als die Lufttemperatur sind, genügen hier zwei parallel geschaltete Thermometerstäbe zur Herstellung eines ϑ_K registrierenden Meßelementes. Diese Methode ist besonders empfindlich bei kleinen Wind-

geschwindigkeiten. Einem Fehler in der Temperaturdifferenz $(\vartheta_K - \vartheta)$ von $0,20^\circ\text{C}$ entspricht ein Fehler der Windgeschwindigkeit von nur 5% im gesamten Meßbereich. Dieser ist unterhalb von $0,1 \text{ m sec}^{-1}$ durch die thermische Konvektion des dort um etwa 30° über die Lufttemperatur erwärmten geheizten Thermometers, nach oben durch die starke Abnahme der Empfindlichkeit, die bei 5 m sec^{-1} nur noch $\Delta(\vartheta_K - \vartheta) / \Delta v = 0,05^\circ\text{C}/0,1 \text{ m sec}^{-1}$ beträgt, begrenzt.

2.3. Der Aufbau der mikrometeorologischen Meßstation

Die Abbildung 2 zeigt den Aufbau der Meßstation in der Mitte der ausgewählten Waldlichtung im Perlacher Forst südlich von München. Die Instrumente sind auf

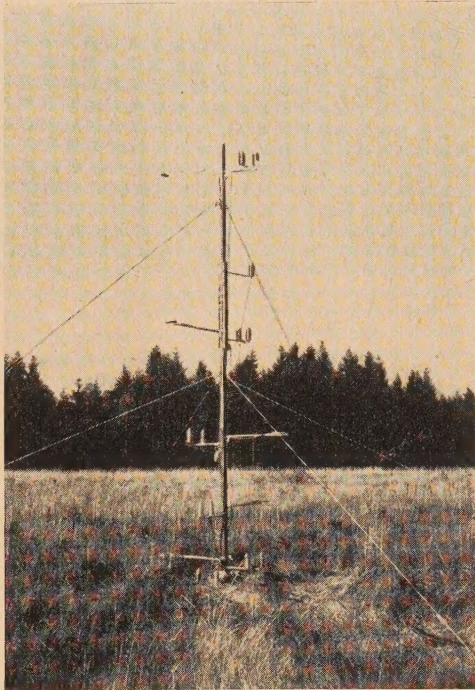


Abb. 5
Der westliche Mast

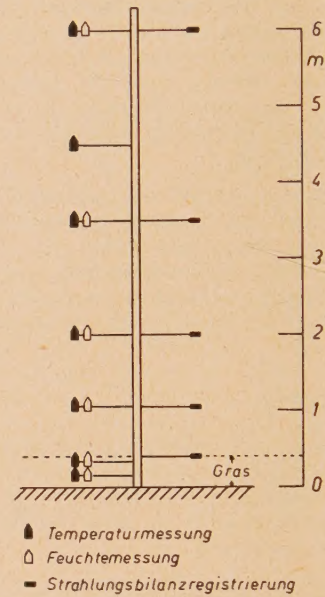


Abb. 6
Der westliche Mast (Schema)

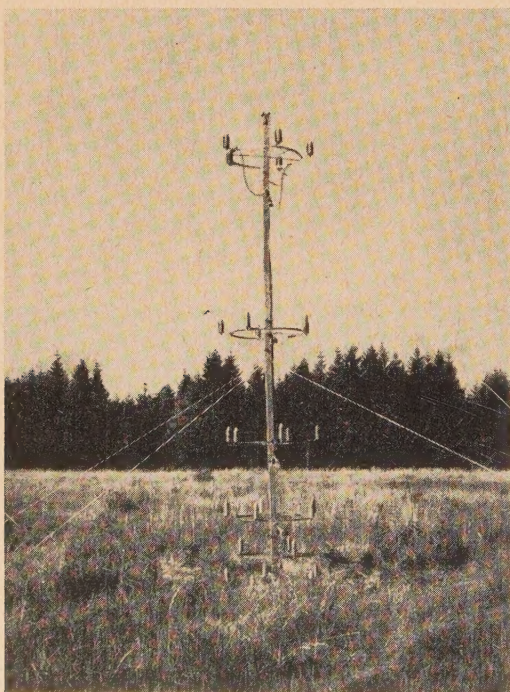


Abb. 7
Der östliche Mast

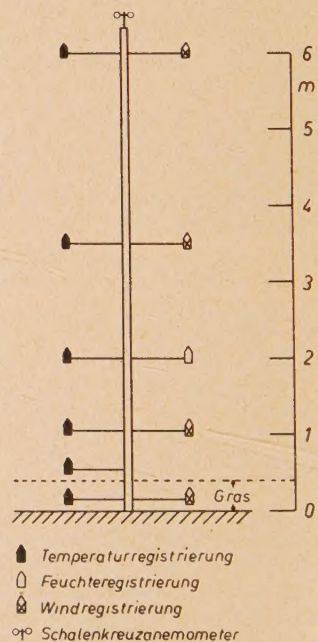


Abb. 8
Der östliche Mast (Schema)

zwei 6 m hohen in einem Abstand von etwa 20 m aufgestellten Masten verteilt. Zwischen ihnen stehen zwei englische Hütten, die die Registriergeräte beherbergen.

Der westliche (linke) Mast trägt die Strahlungsbilanzmesser sowie die Psychrometer genannten Pärchen aus trockenen und feuchten Thermometern, deren Temperaturen aus Einzelablesungen bestimmt werden (Abb. 5). Die Thermometer sind mit einem Relaisumschalter in der westlichen Hütte verbunden. Von diesem Umschalter führen zwei zweiadrige Kabel in das 200 m entfernte am Waldrand aufgebaute Zelt (Abb. 4). Das eine Kabel ist an die dort untergebrachte Meßbrücke angeschlossen. Über das andere kann der im Zelt die Einzelablesungen durchführende Beobachter die Meßstellen nacheinander einschalten. Die westliche Hütte beherbergt auch das Registriergerät für die Strahlungsbilanzmesser.

Der östliche, auf Abb. 2 rechte Mast trägt die Thermometer und Windmesser, die an das in der östlichen Hütte stehende Kreuzspulgerät angeschlossen sind. Die zwei bzw. drei für ein Meßelement benötigten Halbleiterstäbe und Hütten sind kreisförmig um den Mast in der jeweiligen Höhe angeordnet (Abb. 7). Ein Schalenkreuzanemometer dient der genauen Messung höherer Windgeschwindigkeiten. Die genauen Aufstellungshöhen der Geräte sind aus den Abbildungen 6 und 8 zu entnehmen.

2.4. Wetterlage und nächtlicher Wetterablauf

Vom 2. bis 4. Oktober 1956 wird auf dem beschriebenen Gelände die Meßstation aufgebaut. Schon am 3. Oktober fließt kühle Meeresluft nach Mitteleuropa ein. Ihr folgt am 5. 10. ein Einbruch polarer Luftmassen. Am 8. Oktober kommt es jedoch wieder zur Wetterberuhigung und zur Ausbildung eines kräftigen Hochdruckgebietes über Mitteleuropa. Das so bedingte windschwache Strahlungswetter des Altweibersommers ist ideal für die geplanten Messungen. Am 15. 10. beginnt mit dem Zerfall des hohen Druckes und seinem Abwandern nach Osten eine Umstellung der Wetterlage. Die Nacht zum 16. 10. bringt wegen mittelhoher, den ganzen Himmel bedeckender Bewölkung keinen Nebel mehr. Daher werden am 16. 10. die Messungen beendet und die Station aufgelöst.

Die folgende Zusammenstellung soll einen Überblick über den Wetterablauf der 7 Nächte geben, für die die Profile von Lufttemperatur, Luftfeuchte, Strahlungsbilanz und Windgeschwindigkeit fast lückenlos von vor Sonnenuntergang bis nach Sonnenaufgang in den untersten 6 m über der Aufforstungsfläche gemessen worden sind.

1. Meßnacht 8./9. 10. 1956: Am 8. 10. weht tagsüber nur ein sehr schwacher Wind. Der Himmel ist vollständig mit Stratus bedeckt, der sich erst nach Sonnenuntergang etwas auflockert. Hin und wieder ist ein Stern zu sehen. Bis 1⁰⁰ nimmt die hochnebelartige Stratusdecke $\frac{7}{8}$ des Himmels ein. Trotzdem bildet sich schon vor 18⁰⁰ leichter Dunst und nach 19⁰⁰ Bodennebel aus, dessen Obergrenze aber nicht klar erkennbar ist. Nach 1⁰⁰ beginnt sich der Hochnebel aufzulösen, der Bodennebel verdichtet sich. Von 2³⁰ bis 3³⁰ ist der Himmel wolkenlos, dann zieht er sich von Westen rasch wieder zu, um 4⁴⁰ ist er vollständig bedeckt. Danach verdichtet sich der nur örtlich auf der Waldlichtung ausgebildete Bodennebel zu höher reichendem, ausgedehntem, sehr dichtem Nebel, in dem die Sichtweite erst gegen 10⁰⁰ auf 1 km ansteigt.
2. Meßnacht. 9./10. 10. 1956: Die tagsüber vorherrschende starke Stratocumulus-Bewölkung verschwindet bis 16⁰⁰ fast ganz. Nach 17⁰⁰ zieht aber von Osten her Altocumulus auf. Um 17²⁵ bilden sich erste Nebelschwaden über dem Grase, obwohl der lockere Alto-

cumulus bereits über die Hälfte des Himmels einnimmt. Der Bodennebel erreicht rasch eine Höhe von etwa 1,5 m, löst sich aber bei schnell zunehmender Bewölkung genau so rasch wieder auf. Bis 19⁰⁰ hat sich die Bewölkung verdichtet und über den ganzen Himmel ausgebreitet. Weder Nebel noch Dunst sind auf dem Versuchsgelände ausgebildet. Im weiteren Verlauf bleibt der Himmel fast ganz bedeckt, zeitweise tritt feuchter Dunst auf. Der Hochnebel löst sich nach 9⁰⁰ erst auf.

3. Meßnacht. 10./11. 10. 1956: Tagsüber tritt Cumulus-Bewölkung auf. Sie bedeckt um 14⁰⁰ $\frac{6}{8}$, um 16³⁰ nur noch $\frac{1}{8}$ des Himmels. Dann nimmt sie jedoch wieder zu, um 17³⁰ zieht ein großer sich auflösender Cumulus über das Versuchsgelände hinweg, um 17⁴⁵ werden nur noch $\frac{2}{8}$ Cumulus vespertilis, Altostratus und Cirrus filiformis beobachtet. Erst gegen 18⁰⁰ bilden sich erste Nebelschwaden aus, die bis 18¹⁰ zu einem etwa 2 m hohen, die ganze Aufforstungsfläche bedeckenden dichten Bodennebel anwachsen. Die Nacht bleibt wolkenlos, der Bodennebel hält an, wechselt nur etwas in Dichte und Höhe. Erst mit den ersten auf den westlichen Rand der Fläche gelangenden Sonnenstrahlen löst sich der Nebel kurz nach 7⁰⁰ auf.
4. Meßnacht. 11./12. 10. 1956: Nach einem fast wolkenlosen Tag treten um 17³⁵, etwa eine halbe Stunde, nachdem der letzte Sonnenstrahl auf das Versuchsgelände gelangte, die ersten Nebelschwaden über den Grasspitzen auf. Bis 20⁰⁰ erreicht der Nebel eine Höhe von fast 10 m. Von der nebelfreien Forststraße aus, die im Süden das Versuchsgelände begrenzt, sieht das so aus, als ob die Lichtung bis zum Rande mit Nebel angefüllt wäre. Der Mond zeigt einen deutlichen Nebelhof. Der Nebel wächst weiter an, um 21⁰⁰ sind nur noch die Sterne im Zenit zu sehen, der Mond ist nur noch schwach erkennbar. Um 21³⁰ beträgt die Sichtweite nur noch 200 m, auch die Forststraße ist im Nebel, dessen Obergrenze nicht erkennbar ist. Erst eine Stunde später zeigen sich wieder Sterne, dann wird es wieder klar, und es bleibt nur noch ein 2 m hoher Bodennebel. Um 2⁰⁰ ist es windig, der Bodennebel ist verschwunden. Aber bald (2¹⁵) drifft mit dem Wind höher reichender Nebel heran, durch den von 3³⁰ an kein Stern mehr zu sehen ist. Der Nebel näßt sehr stark, von den Bäumen am Waldrand tropft das Wasser. Schon bald nach Sonnenaufgang löst sich der Nebel auf.
5. Meßnacht. 12./13. 10. 1956: Wieder ist tagsüber das Wetter fast wolkenlos. Wieder treten um 17³⁵, zu derselben Zeit wie am Abend vorher, die ersten Nebelschwaden auf und zwar im Westen der Lichtung, weil hier zuerst die direkte Sonnenbestrahlung aufhört. Nach 10 min ist der Nebel schon sehr dicht und auf der ganzen Fläche ziemlich gleichmäßig 1,5 m hoch. Bis 22⁰⁰ bleibt der Bodennebel von etwa 2 m Höhe bestehen. Der Himmel ist die ganze Nacht bis auf einige Cirren wolkenlos. Nach 22⁰⁰ wird es windig, der Bodennebel ist rasch verschwunden. Nur in den Morgenstunden bildet sich um 5⁴⁵ wieder neuer Bodennebel, der schon eine halbe Stunde, bevor die Sonne auf das Versuchsgelände scheint, wieder verschwindet. Während um 22⁰⁰ hauptsächlich die Grasspitzen bereift sind, befindet sich bei Sonnenaufgang Reif vor allem am Boden und im tieferen Grase.
6. Meßnacht. 13./14. 10. 1956: Nach einem heiteren Tag bilden sich wieder um 17³⁵ die ersten Nebelschwaden. Drei Minuten später liegt bereits 1 m hoher Bodennebel über der Versuchsfläche. Um 17⁵⁵ ist fast kein Nebel mehr da, aber um 18⁰⁰ setzt wieder stärkere Nebelbildung ein. Bei klarem Himmel bleibt eine 2 bis 3 m dicke Nebelschicht bis 2³⁰ bestehen. Um diese Zeit sind nur noch Sterne im Umkreis des Zenit erkennbar. Der Hochnebel bedeckt den Himmel nur

bis 5³⁰, dann klart es auf, und es bildet sich wieder sehr dichter Bodennebel, der wie am 11. 10. erst kurz nach 7⁰⁰ aufgelöst wird.

7. Meßnacht. 14./15. 10. 1956: Den ganzen Tag über ist das Wetter bis auf Spuren von Cirren wolkenlos. Die ersten Nebelschwaden bilden sich schon um 17¹⁵, bis 17³⁰ ist der Nebel bereits 2 m hoch und sehr dicht. Um 23⁰⁰ beginnt der Bodennebel in die Höhe zu wachsen, nach 0⁰⁰ sind sowohl Hochnebel als auch flacher Bodennebel vorhanden, die sich nach 2⁰⁰ vereinigen. Erst um 11³⁰ ist die Sichtweite größer als 1 km.

2.5. Überblick über die Meßergebnisse

Am Schluß der Arbeit sind auf 7 großen Tafeln Wetter, Strahlungsbilanz, Temperatur und Windgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Zeit für die 7 Meßnächte dargestellt. Hier wird das wechselhafte Geschehen in solchen meist als ruhig bezeichneten Nächten besonders deutlich.

Im letzten Abschnitt ist bereits gezeigt worden, wie jede Nacht einen ganz eigenen und von einer anderen Nacht sehr verschiedenen Charakter hat. Die dort in großen Zügen geschilderten Augenbeobachtungen werden in den Tafeln genauer und mit Symbolen dargestellt. Dabei bedeutet:



untere und mittlere Bewölkung in Achtern.

Werden Cirren beobachtet, so wird das durch das Zeichen Ci über dem betreffenden Kreis ohne Mengenangabe vermerkt. Bei Nacht können Angaben über Cirren nur gemacht werden, solange der Mond scheint, und dann auch nur, falls sich die Cirren in unmittelbarer Nähe des Mondes befinden. Diese hohe Bewölkung ist für die Versuche nicht wichtig, da sie die Strahlungsströme in Bodennähe kaum beeinflusst.

	Bewölkung nicht erkennbar
	feuchter Dunst
	Bodennebel unter 6 m Höhe
	Bodennebel mit Höhenangabe in m
	Nebel höher als 6 m, Himmel erkennbar
	Nebel höher als 6 m, Himmel nicht erkennbar
	Nebel mit Angabe der Sichtweite in m
	Bodennebel bzw. Nebel in der letzten halben Stunde dünner geworden
	Bodennebel bzw. Nebel in der letzten halben Stunde dichter geworden.

Die beiden letzten Zeichen werden nur benutzt, falls die Entwicklung aus anderen Angaben nicht ersichtlich ist.

SU astronomischer Sonnenuntergang

SA astronomischer Sonnenaufgang

Wegen der Horizonteinengung durch den Wald fällt der örtliche Sonnenuntergang an der Stelle, an der die Meßstation aufgebaut ist, etwa 30 min vor SU, der örtliche Sonnenaufgang etwa 45 min nach SA.

N erste nicht zusammenhängende Nebelschwaden über dem Gras

NE Nebelende, von diesem Zeitpunkt an ist kein Nebel mehr vorhanden

Die Zeichen N und NE werden nur dort verwendet, wo ein plötzliches Einsetzen der Nebelbildung oder eine sehr rasche Auflösung beobachtet worden sind.

Unter dem so dargestellten nächtlichen Wetterablauf sind Halbstundenmittel der Strahlungsbilanz in 2 m Höhe in $\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ eingetragen. Darunter folgt der Temperaturverlauf in den Höhen 6,0, 3,5, 2,0, 1,06, 0,32 und 0,15 m. Die letzten beiden Meßstellen befinden sich unterhalb der mittleren Grashöhe. Dieser Darstellung liegen die jede halbe Stunde durchgeführten Einzelablesungen der Temperatur der Thermometer am westlichen Mast zugrunde. Die Tafeln zeigen dann noch Halbstundenmittel der Windgeschwindigkeit in m sec^{-1} für die Höhen 6,0, 3,5, 1,06 und 0,15 m.

Die Darstellung des Dampfdruckes oder des Taupunktes in der gleichen Art ist unzumutbar. Bei den gemessenen hohen Feuchten ergibt sich ein dem Temperaturverlauf so ähnelndes Bild, daß die Unterschiede zwischen dem Verlauf von Taupunkt und Temperatur fast nicht in Erscheinung treten. Daher wird auf Tafel 8 ein anderes Verfahren angewendet, um den zeitlichen Verlauf des Taupunktes zu zeigen und um seine Besonderheiten gegenüber dem der Temperatur herauszustellen.

Auf Tafel 9 haben alle drei Methoden, die möglich sind, um eine als Funktion von Höhe und Zeit gemessene Größe darzustellen, Verwendung gefunden. Für die 6. Meßnacht sind aus den Einzelmessungen Tautochronen von Temperatur (ausgezogen) und Taupunkt (gestrichelt) und darunter Isoplethen der Temperatur dargestellt. Für die gleiche Nacht folgen die Registrierungen von Temperatur und Windgeschwindigkeit, bei denen für jede Meßstelle alle 4 min ein Meßwert vorliegt und auch eingezeichnet ist. Über den Tautochronen ist die relative Feuchtigkeit als Funktion des Taupunktes bei festgehaltener Lufttemperatur aufgetragen, so daß ohne Schwierigkeiten aus der Darstellung auch die relativen Feuchten für jede Höhe abgelesen werden können. Die Taupunktstautochrone um 16³⁰ dürfte im unteren Teil von Strahlungsfehlern in den Meßgrößen beeinflusst sein.

In diesen Darstellungen treten auf Tafel 3 und Tafel 5 bei der Windgeschwindigkeit kleine Lücken auf. Sie haben ihre Ursache in einem mechanischen Fehler des Registriergerätes. Der Taupunkt kann jedesmal dann nicht ermittelt werden, wenn das Wasser des feuchten Thermometers einfriert oder auftaut, was wegen des Vorratsgefäßes und des geringen Wärmeübergangs zum Vorratsgefäß und zum feuchten Thermometer meist recht lange dauert.

Bei der Untersuchung ist eine Fülle von Meßdaten gesammelt worden. Neben etwa 9000 registrierten Werten der Lufttemperatur und etwa 6000 registrierten Temperaturwerten der geheizten Thermometer liegen noch weitere 6000 Einzelmessungen von trockener und feuchter Temperatur vor. Diese Werte sind nicht nur den Registrierstreifen entnommen worden, es sind vielmehr Korrekturen angebracht, aus den betreffenden Wertepaaren Windgeschwindigkeiten und Feuchte ermittelt und Mittelwerte berechnet worden. Alle zwei Minuten hat das andere Registriergerät 5 Werte der Strahlungsbilanz aufgezeichnet. Von den so ermittelten Profilen der Strahlungsbilanz wird im 3. Kapitel die Rede sein.

2.6. Nebelbildung und Nebelauflösung

In dieser Arbeit interessieren vor allem die bei Bodennebel und die bei seiner Bildung und Auflösung gewonnenen Beobachtungen und Meßergebnisse. Die regelmäßigste Erscheinung dabei ist die nach dem örtlichen Sonnenuntergang einsetzende Nebelbildung. Sie läßt sich am besten am Hand der Tafeln 5, 8 und 10 be-

schreiben. Schon ehe die Sonne hinter den Fichten am westlichen Rand der Lichtung versinkt, macht sich eine sehr starke Abkühlung bemerkbar, die besonders intensiv wird, nachdem die Strahlungsbilanz ihr Vorzeichen gewechselt hat. Die stärkste Abkühlung erfährt die Luft in der Höhe der Obergrenze des Grases. Zu größeren Höhen hin wird die Abkühlung geringer. Das bedeutet, daß sich ein starkes Temperaturgefälle sowohl vom Erdboden als auch aus den höheren Luftschichten zur Obergrenze des Grases ausbildet. Der Wind flaut gleichzeitig sehr stark ab. Der Taupunkt ändert sich nicht wesentlich oder steigt an bis zu dem Zeitpunkt, da die Temperatur sich ihm sehr angenähert hat. Dann fällt er in fast dem gleichen Maße wie die Temperatur. Tafel 8 zeigt das sehr schön und daß sich der Zeitpunkt, in dem der Taupunkt abzusinken beginnt, mit der Höhe etwas verschiebt. Auf Tafel 10 sieht man, daß die Temperatur den Taupunkt zuerst in der Höhe der Obergrenze des Grases erreicht. Um 17³⁵ treten dort die ersten unzusammenhängenden Nebelschwaden auf. Das geschieht zuerst im westlichen Teil der Lichtung, weil hier der örtliche Sonnenuntergang etwas früher erfolgt. Es dauert aber nur wenige Minuten, bis auf der ganzen Lichtung die Nebelbildung einsetzt. Meist vergeht keine Viertelstunde von der Bildung der ersten Nebelschwaden bis zur Ausbildung einer dichten etwa 2 m hohen Bodennebelschicht. Unterhalb der Obergrenze des Grases bildet sich kein Nebel. Die Taupunktsdifferenz in 15 cm Höhe bleibt recht groß. Ein durch die Lichtung ziehender ausgetretener Pfad eignet sich besonders gut, um die nebelfreie Zone unterhalb von 30 bis 40 cm Höhe zu erkennen. Es ist bekannt, daß die Taupunktsdifferenz im Nebel nicht Null sein muß. Das liegt einmal daran, daß die fast grau strahlenden Tröpfchen bei ihren kleinen Relativgeschwindigkeiten gegenüber der Luft meist kälter als diese sind. Auch müssen sich die durch Lösung des Kondensationskeimes entstehende Dampfdruckerniedrigung und die durch die Krümmung der Tröpfchenoberfläche entstehende Dampfdruckerhöhung nicht unbedingt kompensieren. Die abendliche Nebelbildung kann bei Bewölkung verzögert werden (1. und 3. Meßnacht) und bei sehr hohem Taupunkt schon sehr früh einsetzen (7. Meßnacht). Auch die Windgeschwindigkeit hat Einfluß auf den Zeitpunkt der Nebelbildung. Zur Zeit, in der die ersten Nebelschwaden auftreten, ist die Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe an allen 7 Abenden kleiner als 0,5 m sec⁻¹. Bei höheren Windgeschwindigkeiten und bei Bewölkung löst sich der Bodennebel schon oft bei Nacht auf. Er bildet sich aber vielfach wieder neu, sobald der Himmel wieder aufreißt oder der Wind wieder abflaut. Nur in der 3. Meßnacht verschwindet der abends gebildete Bodennebel erst unter dem Einfluß der aufgehenden Sonne. Ein Beispiel für die Auflösung des Bodennebels unter dem Einfluß des Anwachsens der Windgeschwindigkeit zeigen die Tafeln 5, 8 und 10 (5. Meßnacht) kurz nach 22⁰⁰. Ein allgemeiner Temperaturanstieg ist die Folge der besseren Durchmischung der Luft. In den Höhen oberhalb von 2 m macht sich eine Austrocknung bemerkbar, der Taupunkt fällt dort. Interessant ist dabei die Abnahme der Strahlungsbilanz, die durch den Temperaturanstieg am Boden bedingt wird.

Für die 3. und 6. Meßnacht sind in Tafel 10 die Tautochronen für die Auflösung des Bodennebels zur Zeit des örtlichen Sonnenaufgangs gezeichnet. Die letzten Nebelreste verschwinden in beiden Fällen um 7⁰⁵. Die Tautochronen zeigen, daß bei Sonnenaufgang die Temperatur zuerst in Bodennähe ansteigt und daß in weniger als einer Stunde die meist positiven nächtlichen Gradienten von Temperatur und Taupunkt von unten nach oben verschwinden und sich die negativen Gradienten des Tages bilden.

Bei der Windgeschwindigkeit ließe sich ein Schwellenwert einführen, oberhalb von dem sich gewöhnlich

kein Bodennebel bildet. Will man die physikalischen Zusammenhänge aufdecken, so erscheint ein solcher Begriff als unzulässige Vereinfachung. Für die Vorhersage kann es aber oft sehr nützlich sein, wenn man weiß, daß bei Windgeschwindigkeiten oberhalb eines gewissen Wertes gewöhnlich kein Bodennebel auftritt. In den 7 Nächten waren die Halbstundenmittel der Windgeschwindigkeit in 3,5 m Höhe bei Bodennebel immer kleiner als 1 m sec⁻¹ und meistens sogar kleiner als 0,5 m sec⁻¹.

2.7. Einige Besonderheiten in den Meßergebnissen

Besonders auffallend in den Tafeln 1 bis 7 und den Tautochronen der Temperatur ist, daß vielfach die niedrigste Temperatur nicht am Boden sondern in 32 cm Höhe gemessen wird. Das Minimum liegt etwas unterhalb der Obergrenze des Grases und verlagert sich zur Erdoberfläche hin, wenn die Windgeschwindigkeit größer wird. Es tritt wie der Bodennebel in den 7 Nächten nur dann auf, wenn in den Höhen unterhalb von 3,5 m die Halbstundenmittel der Windgeschwindigkeit kleiner als 1 m sec⁻¹ oder in den meisten Fällen sogar kleiner als 0,5 m sec⁻¹ sind. Diese kalte Schicht oberhalb des Erdbodens ist leichter zu erklären als das von L. A. Ramdas und in neuerer Zeit von K. Raschke (20) und auch noch von vielen anderen Autoren gemessene Temperaturminimum über nacktem Boden. Doch davon sei erst in Kapitel 4 die Rede. Mit dieser Erscheinung hängt auch die in der 5. Meßnacht gemachte Beobachtung zusammen, daß um 22⁰⁰ hauptsächlich die Grasspitzen, gegen Morgen aber vor allem der Boden und die bodennahen Grashalme bereift sind. Ist die kalte Schicht ausgebildet, so ist die Taupunktsdifferenz im Temperaturminimum die kleinste des ganzen Profils, am Boden ist sie aber recht groß. Ist die kalte Schicht nicht ausgebildet, so befindet sich die kleinste Taupunktsdifferenz am Erdboden.

Die Tafeln 8 und 10 zeigen deutlich, daß ein solches Minimum oberhalb des Erdbodens beim Taupunkt nicht auftritt. Vor allem abends und morgens verhält sich der Taupunkt anders als die Temperatur, aber auch während der Nacht müssen beide Größen nicht gleichsinnig verlaufen (Tafel 8).

Die Registrierungen der Temperatur in 6 verschiedenen Höhen und die Registrierung der Feuchte in 2 m Höhe am östlichen Mast zeigen, daß die Einzelmessungen von Temperatur und Feuchte nach jeder halben Stunde den Verlauf beider Größen gut erfassen, daß zwischen den Meßpunkten außer den mit den Registrierungen erfaßten kurzzeitigen Schwankungen, die oft auch Böigkeit der Temperatur genannt werden, keine anderen Ereignisse stattfinden. Ein Vergleich zwischen den am westlichen und östlichen Mast gemessenen Temperaturen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Die Abweichungen liegen innerhalb der Fehlergrenzen des Meßverfahrens. Nur bei kräftiger Ausstrahlung ist es nur in 15 cm Höhe am östlichen Mast um einige zehntel Grad kälter als am westlichen Mast, weil an jener Stelle der Grasbewuchs nicht so dicht ist. Trotz dieses Unterschiedes in den vom Erdboden nur wenig entfernten Luftschichten sind zur Temperaturregistrierung in Tafel 9 als Ergänzung noch die Einzelablesungen in 32 cm Höhe am anderen, westlichen, Mast durch kleine Kreise eingetragen.

Gewöhnlich sind Temperaturanstieg mit zunehmender Strahlungsbilanz und Temperaturfall mit abnehmender Strahlungsbilanz gekoppelt. Die 5. Meßnacht zeigt aber, daß auch ein Temperaturanstieg mit abnehmender Strahlungsbilanz zeitlich zusammenfallen kann. Die Ursache dafür liegt hauptsächlich im Anstieg der für die Ausstrahlung verantwortlichen Temperatur des Erdbodens und der Gräser. Das soll folgende Tabelle

belegen, in der ϑ_{15} die zur jeweiligen Zeit in Einzelmessung festgestellte Temperatur in 15 cm Höhe, σT_{15}^4 die dieser Temperatur entsprechende Ausstrahlung und S_{200} das gemessene Halbstundenmittel der Strahlungsbilanz in 2 m Höhe bedeuten. Die Differenzen der Größen zwischen den beiden ausgewählten Zeiten stehen in der mit Δ überschriebenen Spalte.

Tab. 1
Deutung der Abnahme der Strahlungsbilanz mit dem Temperaturanstieg in der 5. Meßnacht.

	22 ⁰⁰	23 ³⁰	Δ	2 ³⁰	4 ⁰⁰	Δ	° C
ϑ_{15}	—4,8	—1,4	3,4	—4,5	+0,1	4,6	
σT_{15}^4	—429	—451	—22	—431	—461	—30	mcal cm ⁻² min ⁻¹
S_{200}	—68	—86	—18	—73	—97	—24	mcal cm ⁻² min ⁻¹

Zwischen $\Delta \sigma T_{15}^4$ und ΔS_{200} besteht noch ein Unterschied von 20 % von $\Delta \sigma T_{15}^4$, weil

1. die wirkliche Ausstrahlung von der mit ϑ_{15} und σT_{15}^4 berechneten sicher etwas verschieden ist,
2. sich auch die Gegenstrahlung etwas geändert hat und
3. die verschiedenen Divergenzen der Strahlungsbilanz zu den verschiedenen Zeiten nicht berücksichtigt sind.

3. Die Ermittlung des Energiehaushaltes aus den Meßergebnissen

3.1. Die Strahlungsbilanz als Funktion der Höhe

Energiehaushaltsberechnungen werden gewöhnlich mit dem Ziel ausgeführt, die Energieströme an einer Bezugsfläche, meist an der Erdoberfläche, kennenzulernen. Dazu genügt es, den Wert der Strahlungsbilanz in der Höhe der Bezugsfläche zu messen. Hier soll aber vor allem die Änderung der Energieströme mit der Höhe betrachtet werden, wozu außer den bereits im 2. Kapitel dargestellten Meßergebnissen auch die Werte der Strahlungsbilanz als Funktion der Höhe bekannt sein müssen.

Das durchgeführte Meßprogramm hat die Messung der Strahlungsbilanz in 5 verschiedenen Höhen enthalten. Die Ergebnisse stimmen aber nicht mit den theoretisch zu erwartenden Werten überein. In der folgenden Tabelle stehen die aus den gemessenen Werten berechneten Differenzen der Strahlungsbilanz zwischen dem untersten Meßpunkt und den höher gelegenen Meßstellen den aus der später zu erläuternden Theorie berechneten Werten gegenüber. Dabei sind aus den Halbstundenmitteln der Strahlungsbilanz einmal die Mittelwerte zur Zeit mit 1,6 m hohem Nebel, dann die zur nebelfreien Zeit gebildet und daraus die Differenzen berechnet worden. In dieser Nacht (12./13. 10.) ist der oberste Strahlungsbilanzmesser ausgefallen.

Tab. 2

Differenzen zwischen den Strahlungsbilanzen in 30 cm bzw. in 50 cm Höhe (S_{30} bzw. S_{50}) und denen in der Höhe z in der 5. Meßnacht zu Zeiten mit und ohne Nebel.

z m	Nebel (18 ⁰⁰ —22 ⁰⁰)		kein Nebel (22 ³⁰ —23 ³⁰)	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
	($S_{30}-S$)	($S_{50}-S$)	($S_{30}-S$)	($S_{50}-S$)
	mcal cm ⁻² min ⁻¹		mcal cm ⁻² min ⁻¹	
1,0	3,5	0,6	5,0	0,4
2,0	12,8	3,5	16,2	1,4
3,5	12,5	5,5	12,4	3,4
6,0	—	7,5	—	5,4

Die gemessenen Werte unterscheiden sich von den berechneten nicht nur in ihrer absoluten Größe sondern auch in ihrem Verlauf mit der Höhe. Der Grund dafür

ist nicht geklärt, es besteht wohl die Möglichkeit, daß bei den sehr kleinen Windgeschwindigkeiten vor allem in Bodennähe die durch die geheizten Platten des Strahlungsbilanzmessers bedingte Konvektion eine Verfälschung der Meßergebnisse bewirken kann. Auch darf nicht übersehen werden, daß zwei in verschiedenen Höhen über nicht vollkommen homogenem Boden aufgestellte Meßgeräte von unten verschiedene Strahlungsströme empfangen können. Aus diesen Gründen und deshalb, weil kein Motiv vorliegt, die bisher bekannten Theorien der Ultrarotstrahlung anzuzweifeln, werden die Werte der Strahlungsbilanz für die folgende Energiehaushaltsberechnung theoretisch ermittelt. Die Hoffnung, zu genaueren Meßwerten der Strahlungsbilanzdifferenzen zu kommen, als sie durch den mittleren Fehler der Einzelmessung von $\pm(2\%+10 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1})$ (siehe 2.2) bedingt sind, hat sich also nicht erfüllt. Die Meßgenauigkeit von Strahlungsbilanzmessern ist bei den Untersuchungen überfordert worden. In den folgenden Ausführungen soll die theoretische Ermittlung der Strahlungsbilanz als Funktion der Höhe näher erläutert werden.

Die nächtliche Strahlungsbilanz ist allein durch langwellige Strahlungsströme bestimmt, die vor allem vom Erdboden und von den in der Luft enthaltenen Gasen Wasserdampf und Kohlendioxyd emittiert werden. Auch in der Luft schwebende Staubpartikel und Wassertröpfchen emittieren und absorbieren langwellige Strahlung. Während der Erdboden und die Staubeilchen grau strahlen, sind Emission und Absorption von Wasserdampf und Kohlendioxyd selektiv. Von den Strahlungseigenschaften der Tröpfchen wird später noch die Rede sein.

Theoretische Berechnungen der langwelligen Strahlungsströme sind bisher hauptsächlich für die freie Atmosphäre durchgeführt worden. So entsprechen auch die bisher entwickelten graphischen (z. B. F. Möller und W. M. Elsasser) und numerischen (z. B. A. Bruinenberg und D. L. Brooks) Methoden hauptsächlich diesem Zweck und können ohne Konstruktion neuer Diagramme oder Berechnung neuer Tabellen nicht auf die bodennahe Luftschicht angewendet werden. Nur bei der Methode von D. L. Brooks (4) ist der Aufwand, um auch mit recht dünnen Wasserdampfschichten rechnen zu können, nicht groß. Daher soll sie hier zur Berechnung der Strahlungsbilanz als Funktion der Höhe verwendet werden, wie es auch F. Möller (16) für die Behandlung von Strahlungsvorgängen in Bodennähe getan hat.

Das von D. L. Brooks (4) entwickelte Verfahren fußt einerseits auf der von A. Bruinenberg (5) abgeleiteten Beziehung für die durch Strahlung hervorgerufene zeitliche Temperaturänderung der Luft und andererseits auf neueren Messungen des Emissionsverhältnisses ε des Wasserdampfes. ε ist definiert als das Verhältnis der in einer Richtung emittierten Gesamtstrahlung einer isothermen Säule strahlenden Gases zu der gesamten Strahlung eines schwarzen Körpers der

Temperatur des Gases. Das Emissionsverhältnis einer Wasserdampfschicht ist so vor allem eine Funktion des Wasserdampfgehaltes w der Schicht ausgedrückt in g cm^{-2} oder $\text{cm Niederschlagswasser}$. Bei D. L. Brooks ist das Emissionsverhältnis für Wasserdampfgehalte zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ und $10 \text{ cm Niederschlagswasser}$ angegeben, die Tabellen sind aber nur bis $1 \cdot 10^{-3} \text{ cm Niederschlagswasser}$ herab berechnet. Will man aber Strahlungsbilanzen in der bodennahen Luftschicht berechnen, so kommen auch Wasserdampfschichten vor, die weniger als $1 \cdot 10^{-4} \text{ cm Niederschlagswasser}$ enthalten. Deshalb werden in der vorliegenden Arbeit die ε -Werte zwischen $w = 1 \cdot 10^{-3}$ und $w = 1 \cdot 10^{-4} \text{ cm Niederschlagswasser}$ interpoliert und unterhalb von $w = 1 \cdot 10^{-4} \text{ cm Niederschlagswasser}$ die Abhängigkeit des ε von w durch eine Gerade extrapoliert, die im Punkte $\varepsilon = 0$ $w = 0$ endet. Die zur Berechnung von $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ bzw. $\frac{\partial S}{\partial z}$ benötigten Werte von $\frac{\partial \varepsilon}{\partial w}$ werden für kleine w -Werte aus den so konstruierten Kurven und für Wasserdampfgehalte, die größer als $1 \cdot 10^{-3} \text{ cm Niederschlagswasser}$ sind, aus den von D. L. Brooks berechneten Tabellen ermittelt. Die Einzelheiten des Verfahrens, das es erlaubt, aus der bekannten Temperatur- und Feuchteschichtung die Änderung der Strahlungsbilanz mit der Höhe, $\frac{\partial S}{\partial z}$, zu berechnen, sind in der Originalarbeit (4) an Hand eines Beispiels so gut erläutert, daß hier darauf verzichtet werden kann, den genauen Verlauf der Rechnung darzustellen. Es sei nur noch erwähnt, daß die unterste Luftschicht nach unten durch den Erdboden begrenzt wird, der in der Theorie als unendlich dicke und daher schwarz strahlende Wasserdampf-atmosphäre von Bodentemperatur betrachtet wird. Bei Rechnungen für die freie Atmosphäre ist es belanglos, ob nun der Boden noch eine Vegetation trägt. In dem hier vorliegenden Falle läßt sich die Wirkung des 40 cm hohen Grases nicht abschätzen. Bei der Berechnung wird die Temperatur in 15 cm Höhe als Bodentemperatur, das heißt als die Temperatur der als unendlich angenommen äquivalenten Wasserdampf-atmosphäre, benutzt. Durch numerische Integration über z und mit Hilfe der in 2 m Höhe gemessenen Strahlungsbilanz erhält man aus $\frac{\partial S}{\partial z}$ auch die übrigen Werte der Strahlungsbilanz als Funktion der Höhe. Dieses Verfahren berücksichtigt nur die Ausstrahlung des Bodens und die Emission und Absorption des Wasserdampfes.

Nun muß noch der Einfluß des Nebels, das heißt der Einfluß vieler in einer begrenzten Luftschicht schwebender Wassertropfen, auf den Verlauf der Strahlungsbilanz mit der Höhe untersucht werden. Die infrarote Absorption dünner Wasserschichten ist durchaus noch selektiv (18), die Absorptionskoeffizienten $k(\lambda)$ zeigen aber einen von denen des Wasserdampfes verschiedenen Verlauf mit der Wellenlänge. Vor allem ist k viel größer und besitzt bei einer Schichtdicke flüssigen Wassers, die größer als 10μ ist, zwischen den Wellenlängen λ von $3,0$ und 12μ durchwegs Werte von über 500 cm^{-1} und zwischen 12 und 42μ stets Werte über 1000 cm^{-1} . Für $\lambda > 42 \mu$ liegen keine Werte vor. Rechnet man mit dem Beerschen Gesetz

$$[15] \quad J = J_0 e^{-kd}$$

die Durchlässigkeit

$$[16] \quad D = e^{-kd}$$

oder das Absorptionsvermögen $(1-D)$ aus, so erhält man bei verschiedenen Schichtdicken d des Wassers und bei verschiedenen Absorptionskoeffizienten k , die hierbei als unabhängig von λ angenommen sind, folgende Werte:

Tab. 3

Durchlässigkeit D und Absorptionsvermögen $(1-D)$ einer grau absorbierenden Substanz.

	$k = 500 \text{ cm}^{-1}$			$k = 1000 \text{ cm}^{-1}$			
d	10	20	30	10	20	30	$\mu = 10^{-4} \text{ cm}$
D	60,6	36,8	22,3	36,8	13,5	5,0	%
$1-D$	39,4	63,2	77,7	63,2	86,5	95,0	%

Es sei dann angenommen, daß die Tröpfchen im Nebel so verteilt sind, daß sie sich gegenseitig in der z -Richtung betrachtet nicht überdecken. Die Streuung wird vernachlässigt. Ist dann

n = Anzahl der Tröpfchen je Volumeinheit Luft,

d = Tröpfchendurchmesser,

δ = Masse des kondensierten Wassers je Volumeinheit Luft = Nebeldichte

ϱ_w = Wasserdichte, so folgt mit

$\frac{\delta}{\varrho_w} = n \cdot \frac{4}{3} \pi \cdot \frac{d^3}{8} = \text{Volumen, das die Tröpfchen je Volumeinheit Luft einnehmen,}$
für die absorbierende Fläche je Volumeinheit Luft:

$$[17] \quad F = n \pi \frac{d^2}{4} = \frac{\delta}{\varrho_w} \cdot \frac{3}{2d}$$

Nach Multiplikation mit der Höhe z ergibt sich

$$[18] \quad f = \frac{\delta}{\varrho_w} \cdot \frac{3z}{2d}$$

Das ist der Anteil der Fläche, der durch die Nebelschicht z abgeschattet wird. f ist dimensionslos und kann daher in % der unter dem Nebel liegenden Erdoberfläche ausgedrückt werden. Falls jedes Tröpfchen schwarz absorbiert, ist f identisch mit dem Absorptionsvermögen $(1-D)$ der Nebelschicht. Ist f größer als 100% , so heißt das, daß sich die Tröpfchen sicher überdecken. Die Voraussetzung, daß alle Tröpfchen gleichzeitig ganz sichtbar sein sollen, läßt sich nur für kleine f aufrecht erhalten.

Die Abschätzung verlangt eine Kenntnis von Nebeldichte und Tröpfchendurchmesser. In Übereinstimmung mit den in der Literatur (10, 12, 15) angeführten Meßwerten von δ und d in Stratuswolken und Nebeln werden die Werte $\delta = 0,1 \text{ g m}^{-3}$ und $d = 20 \mu$ den folgenden Rechnungen zu Grunde gelegt. Es wird ferner mit grauer Absorption der Tröpfchen und mit deren Absorptionskoeffizienten $k = 1000 \text{ cm}^{-1}$ gerechnet, wobei die rohe Annahme gelten soll, daß die Tröpfchen so absorbieren wie eine Wasserschicht, die so dick ist wie der Tröpfchendurchmesser. Für einen $1,6 \text{ m}$ dicken Nebel folgt aus diesen Werten und Gleichung [18] $f = 1,2\%$ und mit Tab. 3 für das Absorptionsvermögen des Nebels $1,04\%$. Der Absorptionskoeffizient des Nebels ergibt sich mit Hilfe der Gleichung [16] zu $k = 0,65 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$. Bei anderen Tröpfchendurchmessern und sonst gleichen Annahmen erhält man für den Absorptionskoeffizienten der Nebelschicht mit $d = 10 \mu$ $k = 0,95 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ und mit $d = 30 \mu$ $k = 0,48 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$.

Um nun zur eigentlichen Rechnung zu gelangen, wird eine infinitesimale Luftschicht der Dicke z und der Temperatur T betrachtet. Ist J_1 die von oben, J_2 die von unten her sie durchsetzende lineare, nur in der z -Richtung fließende Strahlung, so gelten die Schwarzschildschen Differentialgleichungen

$$[19] \quad dJ_1 = k(J_1 - \sigma T^4) dz$$

$$[20] \quad dJ_2 = -k(J_2 - \sigma T^4) dz,$$

deren Lösungen mittels der Methode der Variation der Konstanten gewonnen werden:

$$[21] \quad J_1 = e^{kz} \left(-k \int_0^z \sigma T^4 e^{-kz} dz + C_1 \right)$$

$$[22] \quad J_2 = e^{-kz} \left(k \int_0^z \sigma T^4 e^{kz} dz + C_2 \right).$$

k ist dabei als unabhängig von z angenommen. Für kleine kz läßt sich e^{kz} durch die abgebrochene Reihenentwicklung $e^{kz} = 1 + kz$ ersetzen. Mit den Randbedingungen

$$z = 0, C_1 = J_{10} = S_0 + J_{20}, C_2 = J_{20} = \sigma T_0^4, \\ T_0 = \text{Bodentemperatur und der Strahlungsbilanz } S = J_1 - J_2 \text{ ergibt sich}$$

$$[23] \quad S_0 - S = -kz(S_0 - 2\sigma T^4 + 2\sigma T_0^4),$$

falls T in der Schicht konstant ist. Eine kleine Umformung führt zu

$$S_0 - S = -\frac{kz}{1 + kz}(S - 2\sigma T^4 + 2\sigma T_0^4)$$

und für kleines kz zu

$$[24] \quad S_0 - S = -kz(S - 2\sigma T^4 + 2\sigma T_0^4).$$

Diese Gleichung erlaubt zusammen mit dem vorher abgeschätzten Absorptionskoeffizienten des Nebels, der mittleren Temperatur der Schicht, der Bodentemperatur und der Strahlungsbilanz an der oberen Grenze einer dem Erdboden aufliegenden Nebelschicht der Dicke z die Berechnung des Einflusses, den der Nebel auf den Verlauf der Strahlungsbilanz mit der Höhe ausübt. Dabei ist nur die Wirkung der Tröpfchen berücksichtigt.

Im praktisch vorliegenden Falle geht es um die Berechnung des Energiehaushaltes in der ersten Hälfte der 5. Meßnacht. Der bis 22⁰⁰ bestehende Bodennebel besitzt ziemlich gleichmäßig eine obere Grenze bei 2 m Höhe, während er unten durch die mittlere Höhe des Grases in 40 cm über dem Boden begrenzt wird. Der Wert $(S_0 - S)$ wird für diesen gleichmäßig hohen Nebel nur einmal berechnet, indem zeitliche Mittelwerte von S in 2 m Höhe, T und T_0 benutzt werden. T_0 ist die absolute Temperatur in 30 cm Höhe. Es tritt hier die gleiche Schwierigkeit wie bei der Anwendung der Methode von D. L. Brooks auf, weil die Ausstrahlung nicht einer mathematisch definierten Fläche sondern dem ganzen mit Gras angefüllten Raume zwischen 0 und 40 cm Höhe entstammt. Die mit $k = 0,65 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$ so durchgeführte Rechnung ergibt zwischen 0,4 und 2,0 m ein $(S_0 - S)$ von $1,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Dieser Wert wird linear auf den 1,6 m umfassenden Höhenbereich aufgeteilt. Die so entstehenden Differenzen werden zu den aus der Wasserdampfstrahlung nach D. L. Brooks ermittelten Differenzen addiert, um so zusammen mit dem in 2 m Höhe gemessenen S -Wert das endgültige für die Ermittlung des Energiehaushaltes benötigte Profil der Strahlungsbilanz zu gewinnen.

Die eben durchgeführten Betrachtungen enthalten eine Reihe vereinfachender Voraussetzungen. Diese sind dadurch gerechtfertigt, daß weder die absoluten Größen von Nebeldichte und Tröpfchendurchmesser noch ihre zeitlichen und räumlichen Änderungen genau bekannt sind. Ferner ist zu bedenken, daß auch die Methode von D. L. Brooks keine allzu genauen Werte — das von D. L. Brooks mit seiner Methode für die freie Atmosphäre gerechnete Beispiel weicht in seinem Ergebnis um 32% von dem mit A. Bruinenbergs Tafeln und um 18% von dem mit dem Elsasser-Diagramm berechneten Ergebnis ab — liefert und daß Meßwerte noch unsicherer sind.

Es wäre noch der Einwand möglich, daß dem Wert von $0,1 \text{ g m}^{-3}$ für die Nebeldichte trotz der Absicherung durch die in der Literatur aufgezeichneten Meßwerte noch eine allzugroße Willkür anhaften würde. Diese Willkür kann jedoch nicht allzu groß sein. Für eine Nebeldichte von $0,5 \text{ g m}^{-3}$ ergäbe die Rechnung eine Strahlungsbilanzdifferenz von 7,0 statt $1,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zwischen den Höhen 0,4 und 2,0 m. Eine solche Differenz hätten die Strahlungsbilanzmesser anzeigen müssen. Wie Tab. 2 zeigt, besteht kein wesentlicher Unterschied

zwischen den bei Nebel und den in Zeiten ohne Nebel gemessenen Differenzen, was auf die geringe Wirkung der 1,6 m dicken Nebelschicht auf die Strahlungsbilanzdifferenzen hindeutet.

3.2. Betrachtungen, die für die spätere Rechnung wichtig sind

Dem Ziel der Arbeit, aus den von Ort und Zeit abhängigen Energieströmen eine Aussage über die physikalischen Vorgänge im Bodennebel und bei seiner Bildung und Auflösung zu finden, entspräche es nicht, wenn ein Mittelwert dieser Energieströme zu allen Zeiten mit Bodennebel berechnet würde. Es ist vielmehr notwendig, die Rechnung für mehrere in bestimmten Intervallen aufeinanderfolgende Zeiten und jedesmal für mehrere Höhen durchzuführen.

Die sehr umfangreiche Rechnung erfolgt für die erste Hälfte der 5. Meßnacht. Hier bildet sich mit kräftigem abendlichem Temperaturfall bald nach 17³⁰ ein schöner Bodennebel aus, der seine in $z=2\text{m}$ gelegene Obergrenze bis 22⁰⁰ ziemlich gleichmäßig behält. Diese Nacht bietet die Vorteile eines kräftigen Temperaturfalles, großer Temperatur- und Feuchtegradienten, ziemlich gleichmäßiger Nebelhöhe und den, daß der Nebel nach nicht zu langer Zeit des Bestehens nach 22⁰⁰ durch den auffrischenden Wind aufgelöst wird, ohne daß dabei wesentlich geringere Temperaturgradienten entstehen.

Der Energiehaushalt wird nun für die 5. Meßnacht zu jeder halben Stunde von 17⁰⁰ bis 23³⁰ und jeweils für die Höhen von 50, 75, 100, 200, 350 und 600 cm berechnet. In dieses Zeitintervall fallen Nebelbildung, gleichmäßig anhaltender Nebel und Nebelauflösung. Der Rechnung liegen die Einzelmessungen von Temperatur und Feuchte zu jeder halben Stunde und die Halbstundenmittel der Strahlungsbilanz in 2 m Höhe zu Grunde. Für die Berechnung der Strahlungsbilanz nach der Methode von D. L. Brooks werden noch die in München-Riem gewonnenen aerologischen Beobachtungen benutzt.

Jede Temperaturmessung ist mit Fehlern behaftet. Es ist wichtig, die Auswirkung dieser Fehler bei der Berechnung der Temperaturgradienten, der Wärmeströme L und V und des Austauschkoeffizienten zu kennen. Zu diesem Zwecke wird aus Gleichung [8a] mit Hilfe der Äquivalenttemperatur und deren Gradienten

$$\frac{\partial \vartheta_a}{\partial z} = (1 + \frac{0,623 r}{b c_p} \frac{\partial E'}{\partial \vartheta'}) \frac{\partial \vartheta'}{\partial z} = (1 + \zeta) \frac{\partial \vartheta'}{\partial z}$$

(b = Luftdruck, E' = Sättigungsdampfdruck bei der Feuchtemperatur ϑ') die Gleichung

$$[25] \quad L = (L + V) \frac{\frac{\partial \vartheta}{\partial z}}{(1 + \zeta) \frac{\partial \vartheta'}{\partial z}}$$

abgeleitet, woraus sich der relative Fehler von L zu

$$[26] \quad \frac{\Delta L}{L} = \frac{\Delta \frac{\partial \vartheta}{\partial z}}{\frac{\partial \vartheta}{\partial z}} - \frac{\Delta \frac{\partial \vartheta'}{\partial z}}{\frac{\partial \vartheta'}{\partial z}}$$

ergibt unter der Voraussetzung, daß die Größen $(L+V)$ und $(1 + \zeta)$ fehlerfrei sind. Sind die Fehler in ϑ und ϑ' systematischer Natur, so können sie sich gegenseitig wenigstens teilweise aufheben. Sind ϑ und ϑ' beispielsweise mit dem gleichen Strahlungsfehler behaftet, dann ist $\frac{\Delta L}{L} = 0$. Falls es sich aber um zufällige Fehler wie die Ablesegenauigkeit handelt, ergibt sich ein mittlerer relativer Fehler von

$$[27] \quad \frac{\Delta L}{L} = \sqrt{2} \frac{\Delta \frac{\partial \vartheta}{\partial z}}{\frac{\partial \vartheta}{\partial z}}.$$

Die Fehler ΔL und ΔV sind gleich groß und besitzen entgegengesetztes Vorzeichen, da $(L+V)$ fehlerfrei angenommen wird. Ebenso ergibt sich der relative Fehler von A aus

$$[28] \quad A = (L+V) \frac{1}{c_p (1+\xi) \frac{\partial \vartheta'}{\partial z}} \quad \text{zu}$$

$$[29] \quad \frac{\Delta A}{A} = - \frac{\Delta \frac{\partial \vartheta'}{\partial z}}{\frac{\partial \vartheta'}{\partial z}}$$

also gleich dem relativen Fehler des Temperaturgradienten. Als zufälliger Fehler von ϑ bzw. ϑ' sei $\Delta\vartheta = \pm 0,1$ grad angenommen. Das entspricht etwa der Wirklichkeit bei fast allen meteorologischen Messungen. $\Delta\partial\vartheta$ ist etwa doppelt so groß. ∂z sei fehlerfrei. Dann folgt daraus für den absoluten Fehler des Temperaturgradienten:

$$[30] \quad \left| \Delta \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right| = \frac{\left| \frac{0,2 \text{ grad}}{\partial z} \right|}{\frac{\partial \vartheta}{\partial z}} \frac{\partial \vartheta}{\partial z}$$

In der folgenden Tabelle ist unter der Annahme, daß der Abstand ∂z der Meßstellen, aus deren Daten $\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$ ermittelt wird, 1 m beträgt, der absolute Fehler des Temperaturgradienten berechnet.

Tab. 4

Berechnung des absoluten Fehlers des Temperaturgradienten bei einem zufälligen Fehler in der Temperaturmessung von $\pm 0,1$ grad und $\partial z = 1$ m.

$\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$	1000	100	50	10	1	$\cdot 10^{-4}$ grad cm $^{-1}$
$\left \Delta \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right $	0,02	0,20	0,40	2,0	20	$\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$

Bei einem Gradienten von 10 grad/100 m kann unter den gemachten Annahmen der absolute Fehler von $\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$ doppelt so groß sein wie $\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$ selbst. Will man den absoluten Fehler von L oder V bestimmen, so sind diese Zahlen noch mit $\sqrt{2}$ zu multiplizieren.

Es ist wichtig, eine klare Vorstellung von der Größe der Kondensationsenergie im Nebel zu gewinnen. Bildet sich eine 2 m hohe Nebelschicht der Dichte $0,1 \text{ g m}^{-3}$, so werden in einer Säule mit 1 cm^2 Querschnitt $2 \cdot 10^{-5} \text{ g}$ Wasser verflüssigt. Das entspricht einer frei werdenden Wärmemenge — die Kondensationswärme $r = 600 \text{ cal g}^{-1}$ — von 12 mcal cm^{-2} . Davon entfallen auf die Minute, falls der Vorgang eine halbe Stunde erfordert, $0,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, falls der Vorgang aber schon in 5 min abgeschlossen ist, $2,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Ein Vergleich mit den gemessenen Werten der Strahlungsbilanz zeigt daß die Kondensationsenergie im Bodennebel nicht nur sehr klein ist, sondern auch weit unterhalb der Meßgenauigkeit der gebräuchlichen Strahlungsbilanzmesser liegt.

3.3. Verschiedene Wege der Ermittlung des Energiehaushaltes

Von den Gliedern der Energiehaushaltsgleichung einer Luftschicht

$$[4] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) + (V - V_{z_0}) = \int_{z_0}^z \varrho c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial t} dz + \int_{z_0}^z \varrho r \frac{\partial s}{\partial t} dz = \bar{L} + \bar{V}$$

können $\bar{L}$ und $\bar{V}$ leicht durch numerische Integration aus dem gemessenen Verlauf von Temperatur und

Feuchte berechnet werden. Die Größen $\frac{\partial \vartheta}{\partial t}$ und $\frac{\partial s}{\partial t}$ werden dabei als mittlere Änderung aus den eine halbe Stunde vor und eine halbe Stunde nach dem Termin, für den der Energiehaushalt errechnet werden soll, beobachteten Werten ermittelt. Nur um 22⁰⁰ muß dieses Intervall eingeschränkt werden. Die Größen ϱ , c_p und r werden als Konstanten behandelt, weil die dabei verursachten Fehler nicht ins Gewicht fallen. Die Differenz $(S - S_{z_0})$ ist aus den berechneten Werten der Strahlungsbilanz bekannt. So fehlen nur noch die Glieder L und V als Funktionen der Höhe. Ihre Ermittlung macht auch hier wie bei allen Energiehaushaltsbetrachtungen der Meteorologie die meisten Schwierigkeiten.

Den Austauschkoefizienten nach den Theorien von H. L e t t a u (14) oder O. G. S u t t o n (24) zu berechnen, um dann über die Austauschgleichungen [7] mit Hilfe der Temperatur- und Feuchtegradienten zu L und V zu gelangen, ist aus zwei Gründen hier nicht möglich. Einmal erfüllen die Windprofile nicht die in den Theorien an sie gestellten Forderungen, dann ist die Inversion im vorliegenden Falle so stark, daß selbst eine Korrektur mittels der Richardsonschen Zahl nicht zu brauchbaren Austauschkoefizienten verfahren kann.

Es bietet sich daher die S v e r d r u p - Methode an, die durch die Gleichungen [8] und durch [12], [13], [14a] oder [14b] ihren mathematischen Ausdruck findet. Das Verfahren erlaubt die getrennte Berechnung der Glieder L und V und des Austauschkoefizienten aus der Summe $(L+V)$, die über die Energiehaushaltsgleichung durch die anderen bekannten Energieströme bestimmt ist. Für den Fall, daß Kondensation oder Verdampfung stattfindet, gelten die Gleichungen

$$[12] \quad A = \frac{L+V}{c_p \frac{\partial \vartheta_a}{\partial z}} = \frac{(S_{z_0} - S) + L + V}{c_p \frac{\partial \vartheta_a}{\partial z}} + A_{z_0} \left(\frac{\partial \vartheta_a}{\partial z} \right)_{z_0}$$

$$[13] \quad A = \frac{L+V}{c_p \frac{\partial \vartheta_a}{\partial z}} = \frac{-(S + B_{z_0}) + L + V}{c_p \frac{\partial \vartheta_a}{\partial z}}$$

Gleichung [13] ist durch Einführung der Größe B_{z_0} — das ist der gesamte Gewinn bzw. Verlust an fühlbarer und latenter Wärme unterhalb des Niveaus z_0 — aus [12] hervorgegangen. Die Höhe von z_0 beträgt bei den hier auszuführenden Rechnungen 50 cm. Daher ist B_{z_0} auch bis auf einen kleinen zu vernachlässigenden Fehler gleich B_0 , dem Energiestrom aus dem Erdboden. Leider ist dieser wegen der sehr unregelmäßigen Erdoberfläche auf der Waldlichtung nicht meßbar. Sonst hätte Gleichung [13] direkt zum Ziele geführt. Bei der Anwendung von Gleichung [12] bildet so noch die Unbekannte

$$[31] \quad A_{z_0} = \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{c_p \left(\frac{\partial \vartheta_a}{\partial z} \right)_{z_0}} = \frac{-(S_{z_0} + B_{z_0})}{c_p \left(\frac{\partial \vartheta_a}{\partial z} \right)_{z_0}}$$

ein Hindernis. Jedoch läßt sich für A_{z_0} bzw. $(L_{z_0} + V_{z_0})$ bzw. B_{z_0} gut eine Abschätzung finden, die aber erst im nächsten Abschnitt erläutert werden soll. Die damit und der Gleichung [12] durchgeführte Rechnung ergibt leider sehr unbefriedigende Resultate. Einmal ergeben sich Kondensationsenergien

$$[32] \quad R = (V - V_{z_0}) - \bar{V}$$

von zum Teil mehr als $20 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ für eine Schicht von 3 m Höhe. Dann zeigen L und V einen so unregelmäßigen Verlauf mit der Höhe, daß keine Deutung mehr möglich ist. Die Ursache für dieses schlechte Ergebnis liegt in der Auswirkung der Fehler in der Temperaturmessung auf die Gradienten von Temperatur und Feuchte und die Größen L und V , wie durch Tabelle 4 und die dort durchgeführte Rechnung gezeigt worden ist.

Es ist daher notwendig, eine Methode zu finden, die unabhängig von den Gradienten der Temperatur und

Feuchte Aussagen über den Energiehaushalt liefert. Führt man die Kondensationsenergie R in Gleichung [4] ein, so erhält man

$$[33] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) = \bar{L} - R$$

Außerdem gilt:

$$[32'] \quad (V - V_{z_0}) = \bar{V} + R$$

Wie die Abschätzung der Kondensationsenergie im vorigen Abschnitt zeigt, werden bei der Bildung eines 2 m hohen Nebels der Dichte $0,1 \text{ g m}^{-3}$ $0,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ frei, falls er sich in 30 min bildet. Dauert die Kondensation nur 5 min, so beträgt die Kondensationswärme $2,4 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Allerdings ist dabei auch die Wahrscheinlichkeit, daß der Zeitpunkt, für den der Energiehaushalt ermittelt wird, gerade in dieses Intervall von 5 min fällt, nicht sehr groß. In der 5. Meßnacht, für die die Rechnung erfolgt, bildet sich in etwa 15 min ein rund 1,6 m dicker Bodennebel, dessen Obergrenze bei etwa 2 m Höhe über dem Erdboden liegt. Weil die Energiehaushaltsberechnung wegen der anderen in sie eingehenden Fehler nicht genauer als auf $\pm 1 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ durchgeführt werden kann, dürfen die R -Glieder in [33] und [32'] vernachlässigt werden. Dies gilt erst recht für die Zeiten mit anhaltend gleichmäßigem Nebel, in denen sowohl Tröpfchen verdampfen als auch kondensieren, in denen aber die gesamte sich aus positiven und negativen Teilen zusammensetzende Kondensationsenergie sehr klein ist. Die Gleichungen [33] und [32'] gehen damit in die Gleichungen

$$[6a] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) = \bar{L} \quad \text{und}$$

$$[6b] \quad (V - V_{z_0}) = \bar{V}$$

über, die nun eine Berechnung der Differenzen $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ aus den bekannten Größen $(S - S_{z_0})$, $\bar{L}$ und $\bar{V}$ erlauben. Da die Differenzen und nicht die absoluten Größen der Ströme L und V für den Energiehaushalt einer Luftschicht und des Nebels die entscheidende Rolle spielen, kann man auf diesem Wege unabhängig von den Gradienten der Temperatur und Feuchte Aussagen über den Energiehaushalt gewinnen. Die Vorteile gegenüber der Sverdrup-Methode sind sehr deutlich. An die Stelle der durch die Gradienten von Temperatur und Feuchte hervorgerufenen Fehler bis zu $20 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ in $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ treten jetzt solche von weniger als $\pm 1 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, die durch die Vernachlässigung der Kondensationsenergie entstehen.

Es soll auch noch ein anderer Gesichtspunkt erläutert werden. Alle diese Verfahren streben die Kenntnis der Größe und Höhenabhängigkeit von L und V an. Der Sverdrup-Methode liegen, setzt man den gleichen Austauschkoefizienten für den Transport von Wasserdampf und Wärme voraus, die 4 Gleichungen

$$(S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) + (V - V_{z_0}) = \bar{L} + \bar{V}$$

$$L = \beta V \quad \beta = c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} / r \frac{\partial s}{\partial z}$$

$$L_{z_0} = \beta_{z_0} V_{z_0}$$

$$L_{z_0} + V_{z_0} = -(S_{z_0} + B_{z_0})$$

für die im vorliegenden Falle 5 Unbekannten, L , V , L_{z_0} , V_{z_0} und B_{z_0} zugrunde. Das System ist über Gleichung [12] mit einer Abschätzung über B_{z_0} bzw. $(L_{z_0} + V_{z_0})$ bzw. A_{z_0} lösbar. Die Resultate sind aber mit den in den benutzten Gradienten enthaltenen Fehlern behaftet und daher praktisch unbrauchbar. Wird nun die erste dieser 4 Gleichungen mit der oben ausgeführten Begründung in die beiden Gleichungen [6a] und [6b] zerlegt, dann entstehen 5 Gleichungen für die 5 Unbekannten. Es wäre jetzt theoretisch möglich, auch ohne eine Abschätzung zu Werten von B_{z_0} zu gelangen. Praktisch gelingt das wieder nicht wegen der in die Rechnung eingehenden Fehler, die durch die in den Lösungen des Gleichungs-

systems enthaltenen Differenzen sogar zu unrichtigen Vorzeichen führen.

3.4. Das endgültige Berechnungsverfahren

Nach dem im letzten Abschnitt Gesagten bleibt jetzt folgendes Verfahren zur Berechnung des Energiehaushaltes: Aus den bekannten Werten $(S - S_{z_0})$, $\bar{L}$ und $\bar{V}$ folgen die Differenzen $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ mit Hilfe der Gleichungen [6a] und [6b]. Damit ist der Energiehaushalt jeder Luftschicht z bis z_0 bereits bekannt.

Neben der Kenntnis von $S(z)$ ist auch noch die der absoluten Größen L und V als Funktionen der Höhe erwünscht. Um das zu erreichen, soll die im vorigen Abschnitt bereits erwähnte Abschätzung der Größen A_{z_0} bzw. $(L_{z_0} + V_{z_0})$ bzw. B_{z_0} , die durch die Beziehung

$$[31] \quad A_{z_0} = \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0}} = \frac{-(S_{z_0} + B_{z_0})}{c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0}}$$

miteinander verknüpft sind, nun durchgeführt werden. Da die Temperatur- und Feuchtgradienten in der Höhe z_0 (das ist im praktischen Fall 50 cm) bekannt sind, lassen sich bei bekanntem $(L_{z_0} + V_{z_0})$ L_{z_0} und V_{z_0} getrennt und dann wieder mit Hilfe der Differenzen $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ L und V als Funktionen der Höhe berechnen. Die Abschätzung gliedert sich in drei Schritte, jedesmal wird das Intervall, in dem $(L_{z_0} + V_{z_0})$ liegen kann, enger begrenzt. Diese Einengung der möglichen Wertebereiche von $(L_{z_0} + V_{z_0})$ erfolgt mit Hilfe bekannter Beziehungen für diese Größe.

a. In der Energiehaushaltsgleichung der in der Höhe z_0 horizontal verlaufenden mathematischen Fläche

$$[2] \quad -S_{z_0} = B_{z_0} + L_{z_0} + V_{z_0}$$

sind die Glieder L_{z_0} , V_{z_0} und B_{z_0} im vorliegenden Falle positiv, was aus den positiven Gradienten in der Höhe z_0 zusammen mit den Gleichungen [7a] und [7b] und aus der Wärmeabgabe des Erdbodens folgt. S_{z_0} ist negativ. $(L_{z_0} + V_{z_0})$ kann daher nicht kleiner als Null und wegen der Energiehaushaltsgleichung [2] und des positiven B_{z_0} nicht größer als $(-S_{z_0})$ sein, woraus die Intervallgrenzen

$$0 \leq (L_{z_0} + V_{z_0}) \leq |S_{z_0}|$$

folgen.

b. Die Energiehaushaltsgleichung einer Luftschicht

$$[4] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) + (V - V_{z_0}) = \int_{z_0}^z \epsilon c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$$

ist bisher nicht auf die die Vegetation enthaltende Schicht bis 40 cm Höhe angewandt worden, weil es hier schwer ist, Angaben über den Verlauf der Strahlungsbilanz zu finden und die Wärmeleitung der Grashalme und die Wärmekapazitäten von Gras, Tau und Reif zu berücksichtigen. Nun soll Gleichung [4] unter Vernachlässigung dieser Effekte auf die Vegetationsschicht angewandt werden und zu einer Abschätzung führen. Wesentlich ist dabei das vielfach in etwa 30 cm Höhe gemessene Minimum der Temperatur, dessen genaue Höhe unbekannt ist und das nur deshalb bei etwa 30 cm eingezeichnet ist, weil sich dort eine Meßstelle befindet. L ist an der Stelle des

Temperaturminimums wegen $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ nach Gleichung

[7a] gleich Null. Für diese Stelle folgt aus [4]:

$$[34] \quad (L_{z_0} + V_{z_0}) = (S - S_{z_0}) - \int_{z_0}^z \epsilon c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + V.$$

Diese Summe ist um so größer, je größer $(S - S_{z_0})$, je kleiner das Integral und je größer V ist. Im Grase ist $(S - S_{z_0})$ positiv, weil die Gegenstrahlung im Grase zum Erdboden hin stark zunimmt. $(S - S_{z_0})$ wird um so größer, je tiefer die Bezugshöhe von S

unterhalb der Höhe $z_0 = 50$ cm liegt. V ist im Grase nach Gleichung [7b] positiv, weil der Gradient der spezifischen Feuchte positiv ist. Die im Grase auftretende Tau- und Reifbildung besagt, daß V zum Erdboden hin abnimmt. Das größte V , das im Grase vorkommen kann, ist daher V_{z_0} . Das Integral in Gleichung [34] ist im Grase nur klein gegenüber $(S - S_{z_0})$ und V , auch seine Änderungen mit der Höhe z lassen sich gegenüber denen von $(S - S_{z_0})$ und V vernachlässigen. Daher wird es bei dieser Überlegung nicht berücksichtigt. Tritt nun der Fall ein, daß in 30 cm Höhe ein Temperaturminimum beobachtet wird, dann kann das wirkliche Minimum wohl kaum unterhalb von 20 cm liegen, da in 15 cm die nächste Meßstelle ist und oberhalb des Minimums die Temperatur immer stark zunimmt. Es kann auch nicht viel höher als 30 cm liegen, da das Minimum durch die Zunahme der Strahlungsbilanz im Grase bewirkt wird (siehe 4.3.) und es so unterhalb der Obergrenze des Grases liegen muß. Daraus und aus [34] folgt der größte mögliche Wert von $(L_{z_0} + V_{z_0})$ für $z = 20$ cm und $V = V_{z_0} = V_{z_0}$:

$$(L_{z_0} + V_{z_0})_{\max} = (S_{20} - S_{z_0}) - \int_{50 \text{ cm}}^{20 \text{ cm}} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + V_{z_0}.$$

V_{z_0} hebt sich auf beiden Seiten weg. Damit ergibt sich eine Bestimmungsgleichung für L_{z_0} . Mit

$$V_{z_0} = L_{z_0} \frac{1}{\beta_{z_0}} \text{ und } \beta_{z_0} = c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0} / r \left(\frac{\partial s}{\partial z} \right)_{z_0}$$

erhält man

$$[35a] \quad (L_{z_0} + V_{z_0})_{\max} = [(S_{20} - S_{z_0}) - \int_{50 \text{ cm}}^{20 \text{ cm}} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz] \left(1 + \frac{1}{\beta_{z_0}} \right).$$

Ebenso folgt der kleinste mögliche Wert für $z = 30$ cm und $V = V_{30} = 0$ — das heißt V_{z_0} wird in den oberen

Teilen des Grases vollständig als Kondensationswärme bei der Tau- und Reifbildung frei—:

$$[35b] \quad (L_{z_0} + V_{z_0})_{\min} = S_{30} - S_{z_0} - \int_{50 \text{ cm}}^{30 \text{ cm}} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz.$$

Wird kein Temperaturminimum oberhalb der untersten Meßstelle festgestellt, liegt also die tiefste gemessene Temperatur erst bei der untersten Meßstelle in 15 cm Höhe, dann befindet sich das wirkliche Temperaturminimum in den meisten Fällen zwischen der Höhe von 15 cm und dem Erdboden. Statt der Gleichung [35b] ergibt sich:

$$[36a] \quad (L_{z_0} + V_{z_0})_{\min} = (S_{15} - S_{z_0}) - \int_{50 \text{ cm}}^{15 \text{ cm}} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz.$$

Als größter Wert für $(L_{z_0} + V_{z_0})$ kann in diesem Falle kein anderer als der unter a. angegebene ermittelt werden:

$$[36b] \quad (L_{z_0} + V_{z_0})_{\max} = (-S_{z_0}).$$

Mit der Annahme eines linearen Profiles der Strahlungsbilanz im Grase, das durch (2) nahe gelegt wird, und einem Wert S_0 am Boden von $S_0 = 10 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ergibt sich für die 5. Meßnacht das in Tabelle 5 in den Spalten 2 und 3 dargestellte Ergebnis. Das Intervall, in dem $(L_{z_0} + V_{z_0})$ liegen kann, ist gegenüber a. bedeutend eingeschränkt.

c. E. Frankenberger (8) hat für eine Wiese bei Quickborn (Holstein) auf Grund von Messungen in den Jahren 1953/54 den Wärmehaushalt der Erdoberfläche aufgestellt. In dieser Arbeit sind die Mittelwerte der Strahlungsbilanz und die des Wärmestromes aus dem Erdboden in der Mitte klarer Nächte als Funktionen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe angegeben. Sie werden hier mit S_F und B_F bezeichnet. Aus den dort ebenfalls tabellierten mittle-

Tab. 5

Abschätzung der Summe $(L_{z_0} + V_{z_0})$ für die 5. Meßnacht nach Methode b. (2. und 3. Spalte) und endgültige Ermittlung nach Methode c. (6. und 7. Spalte).
 $z_0 = 50$ cm, $v =$ Halbstundenmittel der Windgeschwindigkeit in 6,0 m Höhe.
 (—)-Werte sind interpoliert.

1	2	3	4	5	6	7
Zeit	$\frac{(L_{z_0} + V_{z_0})_{\min}}{(-S_{z_0})}$	$\frac{(L_{z_0} + V_{z_0})_{\max}}{(-S_{z_0})}$	$(-S_{z_0})$	v	$\frac{(L_{z_0} + V_{z_0})}{(-S_{z_0})}$	$B_{z_0} \approx B_0$
	—	—	$\frac{\text{mcal}}{\text{cm}^2 \text{ min}}$	$\frac{\text{m}}{\text{sec}}$	—	$\frac{\text{mcal}}{\text{cm}^2 \text{ min}}$
17 ⁰⁰	0,45	1,00	53,5	1,59	0,57	23,0
17 ³⁰	0,18	0,51	62,0	(1,0)	0,47	32,8
18 ⁰⁰	0,19	0,62	62,0	(0,7)	0,39	37,8
18 ³⁰	0,20	0,66	62,0	0,51	0,34	40,9
19 ⁰⁰	0,20	0,64	63,6	0,29	0,25	47,7
19 ³⁰	0,21	0,58	63,7	0,46	0,32	43,3
20 ⁰⁰	0,21	0,58	62,7	0,46	0,32	42,6
20 ³⁰	0,21	0,69	65,0	0,51	0,34	42,9
21 ⁰⁰	0,21	0,61	64,7	0,64	0,38	40,1
21 ³⁰	0,21	0,70	63,6	0,87	0,44	35,6
22 ⁰⁰	0,21	0,54	64,7	0,89	0,45	35,6
22 ³⁰	0,56	1,00	80,8	(2,0)	0,61	31,5
23 ⁰⁰	0,56	1,00	81,6	1,97	0,61	31,8
23 ³⁰	0,56	1,00	84,5	1,88	0,60	33,8

ren Windgeschwindigkeiten läßt sich das mittlere Windprofil für die Oktobernächte des Jahres 1953 in Quickborn berechnen. So gewinnt man dann auch S_F und B_F als Funktionen der Windgeschwindigkeit in 6 m Höhe. Das ist wichtig, da für den Perlacher Forst nur Windgeschwindigkeiten bis 6 m Höhe vorliegen. Weil S_F über dem Grase gemessen ist und

$B_F = B_0 \approx B_{z_0}$, gilt auch $B_F/S_F \approx B_{z_0}/S_{z_0}$ und es ergibt sich aus Gleichung [2]

$$[37] \quad \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{(-S_{z_0})} = 1 - \frac{B_{z_0}}{(-S_{z_0})} \approx 1 - \frac{B_F}{(-S_F)}.$$

Die so gewonnenen Werte sind in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 6 m Höhe in der 6. Spalte

te von Tabelle 5 eingetragen, Spalte 7 enthält das nach Gleichung [37] berechnete B_{z_0} .

Gegen Verfahren c. ist einzuwenden, daß die von E. Frankenberger für die Wiese bei Quickborn ermittelten Werte nicht einfach auf die Waldlichtung im Perlacher Forst übertragbar sind. Das ist richtig, aber es kommt hier nicht darauf an, Werte von $(L_{z_0} + V_{z_0})$ von äußerster Genauigkeit zu finden, sondern solche, die im Rahmen des Möglichen richtig sind und mit den Beobachtungen aus Energiehaushaltsgründen nicht in Widerspruch stehn. Diese an sie gestellten Forderungen erfüllen die mit Methode c. gewonnenen Werte. Wie Tabelle 5 zeigt, liegen alle nach c. ermittelten $(L_{z_0} + V_{z_0}) / (-S_{z_0})$ (Spalte 6) innerhalb des nach Methode b. berechneten Intervalls (Spalten 2 und 3) und stehen so in Einklang mit den Beobachtungen des Temperaturminimums oberhalb des Erdbodens. Auf eins sei noch kurz hingewiesen: Die Werte $B_F / (-S_F)$ bzw. $(L_{z_0} + V_{z_0}) / (-S_{z_0})$ zeigen sehr schön, daß der Anteil der durch turbulenten Austausch bewirkten Wärmeströme L_{z_0} und V_{z_0} an der Kompensation des negativen S_{z_0} mit der Windgeschwindigkeit zunimmt.

Aus der jetzt bekannten Summe $(L_{z_0} + V_{z_0})$ findet man wegen

$$V_{z_0} = \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0}} r \left(\frac{\partial s}{\partial z} \right)_{z_0} = A_{z_0} r \left(\frac{\partial s}{\partial z} \right)_{z_0} = \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{1 + \beta_{z_0}}$$

$$L_{z_0} = \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0}} c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0} = A_{z_0} c_p \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_0} = \beta_{z_0} \frac{L_{z_0} + V_{z_0}}{1 + \beta_{z_0}}$$

leicht L_{z_0} , V_{z_0} und A_{z_0} . Mit den Differenzen $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ sind auch L , V und — wegen der Austauschgleichungen [7] — A als Funktionen der Höhe bekannt. In den Größen L und V sind die gleichen von den Gradienten der Temperatur und Feuchte in z_0 her stammenden absoluten Fehler enthalten wie in L_{z_0} und V_{z_0} . Der mit Hilfe der Temperaturgradienten der verschiedenen Höhen gebildete Austauschkoeffizient kann wegen der Fehler in diesen Gradienten nur als größenordnungsmäßig richtig betrachtet werden. Die für den Energiehaushalt des Nebels und der bodennahen Luftschichten so wichtigen Differenzen und Integrale der Gleichung [4] enthalten diese Fehler nicht, das sei nochmals betont. Tabelle 6 zeigt den so berechneten Energiehaushalt für die 5. Meßnacht zu jeder halben Stunde zwischen 17⁰⁰ und 23³⁰.

Tab. 6

Der Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht auf einer Aufforstungsfläche im Perlacher Forst südlich von München am 12. Oktober 1956 (5. Meßnacht). Die Energiehaushaltsglieder sind in $\text{mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, der Austauschkoeffizient A in $\text{g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ und die Höhe z über dem Erdboden in cm angegeben, $z_0 = 50 \text{ cm}$.

z cm	$S-S_{z_0}$	L	V	$L-L_{z_0}$	$V-V_{z_0}$	S	L	V	A $\text{g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$
17 ⁰⁰									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-53,5	28,0	2,5	0,085
75	-0,2	-1,2	-0,2	-1,0	-0,2	-53,7	27,0	2,3	0,117
100	-0,5	-2,1	-0,2	-1,6	-0,2	-54,0	26,4	2,3	0,154
200	-1,5	-5,4	+0,1	-3,9	+0,1	-55,0	24,1	2,6	0,60
350	-2,7	-9,8	0,8	-7,1	0,8	-56,2	20,9	3,3	2,49
600	-3,9	-16,6	2,6	-12,7	2,6	-57,4	15,3	5,1	12,8
17 ³⁰									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-62,0	21,6	7,6	0,007
75	0,0	-1,0	-0,3	-1,0	-0,3	-62,0	20,6	7,3	0,034
100	-0,8	-1,7	-0,5	-0,9	-0,5	-62,8	20,7	7,1	0,090
200	-3,0	-4,5	-1,0	-1,5	-1,0	-65,0	20,1	6,6	0,31
350	-5,0	-8,5	-1,8	-3,5	-1,8	-67,0	18,1	5,8	0,60
600	-7,0	-14,8	-3,1	-7,8	-3,1	-69,0	13,8	4,5	3,28
18 ⁰⁰									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-62,0	15,5	8,7	0,006
75	-0,1	-0,6	-0,4	-0,5	-0,4	-62,1	15,0	8,3	0,013
100	-1,4	-1,2	-0,7	+0,2	-0,7	-63,4	15,7	8,0	0,078
200	-5,0	-3,0	-1,9	2,0	-1,9	-67,0	17,5	6,8	0,27
350	-7,0	-5,5	-3,3	1,5	-3,3	-69,0	17,0	5,4	0,46
600	-9,2	-9,2	-5,2	0,0	-5,2	-71,2	15,5	3,5	1,08
18 ³⁰									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-62,0	12,9	8,2	0,006
75	+0,1	-0,4	-0,5	-0,5	-0,5	-61,9	12,4	7,7	0,009
100	-0,8	-0,9	-0,9	-0,1	-0,9	-62,8	12,8	7,3	0,032
200	-4,0	-2,2	-2,2	+1,8	-2,2	-66,0	14,7	6,0	0,15
350	-6,1	-3,7	-3,6	2,4	-3,6	-68,1	15,3	4,6	0,27
600	-8,6	-6,4	-5,8	2,2	-5,8	-70,6	15,1	2,4	0,52
19 ⁰⁰									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-63,6	10,3	5,6	0,007
75	+0,3	-0,1	-0,2	-0,4	-0,2	-63,3	9,9	5,4	0,007
100	-0,2	-0,2	-0,4	0,0	-0,4	-63,8	10,3	5,2	0,013
200	-3,4	-0,8	-1,1	+2,6	-1,1	-67,0	12,9	4,5	0,13
350	-6,0	-2,2	-2,1	3,8	-2,1	-69,6	14,1	3,5	0,51
600	-8,2	-4,7	-4,5	3,5	-4,5	-71,8	13,8	1,1	3,29

Tab. 6 (Fortsetzung)

Der Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht auf einer Aufforstungsfläche im Perlacher Forst südlich von München am 12. Oktober 1956 (5. Meßnacht). Die Energiehaushaltsglieder sind in $\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$, der Austauschkoeffizient A in $\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$ und die Höhe z über dem Erdboden in cm angegeben, $z_0 = 50 \text{ cm}$.

z cm	$S-S_{z_0}$	L	$\bar{V}$	$L-L_{z_0}$ $\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$	$V-V_{z_0}$ $\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$	S	L	V	A $\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$
1930									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-63,7	14,8	5,6	0,006
75	-0,2	0,0	-0,1	0,2	-0,1	-63,9	15,0	5,5	0,010
100	-1,0	-0,1	-0,2	0,9	-0,2	-64,7	15,7	5,4	0,036
200	-4,3	-0,9	-0,7	3,4	-0,7	-68,0	18,2	4,9	0,76
350	-6,1	-2,1	-1,6	4,0	-1,6	-69,8	18,8	4,0	0,57
600	-7,8	-4,0	-3,1	3,8	-3,1	-71,5	18,6	2,5	0,62
2000									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-62,7	14,3	5,8	0,008
75	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-62,8	14,2	5,7	0,015
100	-0,6	-0,4	-0,2	+0,2	-0,2	-63,3	14,5	5,6	0,030
200	-3,3	-1,2	-0,8	2,1	-0,8	-66,0	16,4	5,0	0,14
350	-5,3	-1,7	-1,6	3,6	-1,6	-68,0	17,9	4,2	1,76
600	-7,2	-2,7	-2,6	4,5	-2,6	-69,9	18,8	3,2	0,44
2030									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-65,0	13,5	8,6	0,009
75	+0,1	-0,1	0,0	-0,2	0,0	-64,9	13,3	8,6	0,014
100	-0,4	-0,2	0,0	+0,2	0,0	-65,4	13,7	8,6	0,019
200	-3,0	-0,4	-0,2	2,6	-0,2	-68,0	16,1	8,4	0,15
350	-5,2	-0,8	-0,7	4,4	-0,7	-70,2	17,9	7,9	0,54
600	-7,3	-1,7	-1,4	5,6	-1,4	-72,3	19,1	7,2	3,18
2100									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-64,7	16,9	7,7	0,009
75	0,0	-0,1	0,0	-0,1	0,0	-64,7	16,8	7,7	0,016
100	-0,5	-0,2	-0,1	+0,3	-0,1	-65,2	17,2	7,6	0,033
200	-3,3	-0,7	-0,5	2,6	-0,5	-68,0	19,5	7,2	0,24
350	-5,3	-1,4	-1,0	3,9	-1,0	-70,0	20,8	6,7	0,96
600	-7,1	-2,1	-1,2	5,0	-1,2	-71,8	21,9	6,5	0,51
2130									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-63,6	16,9	11,1	0,016
75	0,0	+0,1	-0,1	0,1	-0,1	-63,6	17,0	11,0	0,022
100	-0,3	+0,1	-0,1	0,4	-0,1	-63,9	17,3	11,0	0,029
200	-2,4	-0,1	-0,3	2,3	-0,3	-66,0	19,2	10,8	0,18
350	-4,1	-0,6	-0,8	3,5	-0,8	-67,7	20,4	10,3	0,33
600	-6,1	-0,6	-1,8	5,5	-1,8	-69,7	22,4	9,3	0,52
2200									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-64,7	22,5	6,6	0,009
75	-0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	-64,9	22,7	6,6	0,036
100	-0,9	0,0	0,0	0,9	0,0	-65,6	23,4	6,6	0,103
200	-3,3	0,0	0,0	3,3	0,0	-68,0	25,8	6,6	0,26
350	-4,6	0,0	0,0	4,6	0,0	-69,3	27,1	6,6	0,54
600	-6,5	0,0	0,0	6,5	0,0	-71,2	29,0	6,6	0,27
2230									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-80,8	24,3	25,0	0,040
75	-0,1	0,3	0,2	0,4	0,2	-80,9	24,7	25,2	0,066
100	-0,3	0,6	0,3	0,9	0,3	-81,1	25,2	25,3	0,088
200	-1,2	1,6	0,5	2,8	0,5	-82,0	27,1	25,5	0,15
350	-2,7	3,6	0,5	6,3	0,5	-83,5	30,6	25,5	0,32
600	-5,3	6,7	0,0	12,0	0,0	-86,1	36,3	25,0	1,10
2300									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-81,6	27,6	22,2	0,049
75	-0,2	0,2	0,0	0,4	0,0	-81,8	28,0	22,2	0,073
100	-0,4	0,4	0,0	0,8	0,0	-82,0	28,4	22,2	0,102
200	-1,4	1,0	-0,1	2,4	-0,1	-83,0	30,0	22,1	0,19
350	-3,0	1,6	-0,3	4,6	-0,3	-84,6	32,2	21,9	0,50
600	-5,2	1,7	-0,5	6,9	-0,5	-86,8	34,5	21,7	3,02
2330									
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-84,5	35,2	15,5	0,061
75	-0,2	0,0	-0,1	0,2	-0,1	-84,7	35,4	15,4	0,113
100	-0,5	-0,1	-0,1	0,4	-0,1	-85,0	35,6	15,4	0,165
200	-1,5	-0,2	-0,2	1,3	-0,2	-86,0	36,5	15,3	0,31
350	-2,9	-0,6	0,0	2,3	0,0	-87,4	37,5	15,5	0,74
600	-4,7	-1,2	+0,4	3,5	+0,4	-89,2	38,7	15,9	4,60

Tab. 7

Der mittlere Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht auf einer Aufforstungsfläche im Perlacher Forst südlich von München am 12. Oktober 1956 (5. Meßnacht) zwischen 18³⁰ und 22⁰⁰ bei anhaltendem Bodennebel, dessen Obergrenze ziemlich gleichmäßig bei $z = 2$ m liegt. Die Energiehaushaltsglieder sind in $\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$, der Austauschkoefizient in $\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$ und die Höhe z über dem Erdboden in cm angegeben. $z_0 = 50$ cm.

z cm	$S - S_{z_0}$	$\bar{L}$	$\bar{V}$	$L - L_{z_0}$	$V - V_{z_0}$	S	L	V	A $\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-63,8	14,7	8,3	0,009
75	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-63,8	14,6	8,2	0,013
100	-0,5	-0,1	-0,2	+0,4	-0,2	-64,3	15,1	8,1	0,019
200	-3,3	-0,6	-0,7	2,7	-0,7	-67,1	17,4	7,6	0,24
350	-5,3	-1,4	-1,4	3,9	-1,4	-69,1	18,6	6,9	0,49
600	-7,3	-2,6	-2,7	4,7	-2,7	-71,1	19,4	5,6	0,53

In Tabelle 7 ist der mittlere Energiehaushalt während der Zeit ziemlich gleichmäßigen, anhaltenden Nebels zwischen 18³⁰ und 22⁰⁰ der gleichen 5. Meßnacht dargestellt. Der Berechnung von $\bar{L}$ und $\bar{V}$ liegen dabei die Differenz der um 18³⁰ und 22⁰⁰ gewonnenen Einzelabmessungen von Temperatur und Feuchte zugrunde, aus denen mittlere $\frac{\partial \vartheta}{\partial t}$ und $\frac{\partial s}{\partial t}$ berechnet worden sind.

Die Gradienten von Temperatur und Feuchte und die Differenzen der Strahlungsbilanz gehen aus den zeitlichen Mittelwerten der Temperatur, der Feuchte und der Strahlungsbilanz hervor. Für $(L_{z_0} + V_{z_0}) / (-S_{z_0})$ ergibt sich aus der mittleren Windgeschwindigkeit in 6 m Höhe von 0,57 m sec^{-1} der Wert 0,36. Das bedeutet nach Gleichung [37], daß $B_{z_0} / (-S_{z_0})$ zwischen 18³⁰ und 22⁰⁰ im Mittel den Wert 0,64 annimmt. Die negative Strahlungsbilanz wird in der Höhe z_0 im Mittel zwischen 18³⁰ und 22⁰⁰ zu 36% von $(L_{z_0} + V_{z_0})$ und zu 64% von B_{z_0} kompensiert.

4. Der Energiehaushalt von Luftschichten, in denen sich Nebel bilden

4.1. Die Ursachen der Nebelbildung, eine allgemeine Betrachtung

Ehe die Ergebnisse der umfangreichen Rechnung geäußert werden, seien hier noch einige Voraussetzungen dazu erklärt. Die folgende Betrachtung ist nicht auf den Bodennebel beschränkt, sie gilt vielmehr überall dort, wo die Voraussetzungen zu Gleichung [4] im Wesentlichen erfüllt sind.

Voraussetzung für die Bildung von Nebel ist die Annäherung des Taupunktes ϑ_T an die Temperatur ϑ der jeweiligen Luftschicht. Dieser Vorgang läßt sich nun mittels der Energiehaushaltsgleichung [4] beschreiben. Bevor Kondensation eintritt, läßt sie sich in zwei Gleichungen zerlegen:

$$[6a] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) = \int_{z_0}^z \varrho c_p \frac{\partial \vartheta}{\partial t} dz$$

$$[6b] \quad (V - V_{z_0}) = \int_{z_0}^z \varrho r \frac{\partial s}{\partial t} dz$$

Die rechte Seite von [6b] wird mittels

$$[38] \quad \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{0,623}{b} \frac{de}{d\vartheta_T} \cdot \frac{\partial \vartheta_T}{\partial t}$$

umgeformt*). Um ein Integral nur über $\frac{\partial \vartheta_T}{\partial t}$ zu erhalten, ersetzt man $\frac{de}{d\vartheta_T}$ durch den Mittelwert über die Schicht z_0 bis z und zieht diesen als Konstante vor das Integral. Auch ϱ , c_p und r werden so als Konstanten behandelt. Es ergibt sich dann:

*) e = Dampfdruck der Luft.

$$[39] \quad [(S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0})] \frac{1}{\varrho c_p} = \int_{z_0}^z \frac{\partial \vartheta}{\partial t} dz$$

$$[40] \quad (V - V_{z_0}) \frac{1}{\varrho r \frac{0,623}{b} \left(\frac{de}{d\vartheta_T} \right)} = \int_{z_0}^z \frac{\partial \vartheta_T}{\partial t} dz$$

und nach Subtraktion

$$[41] \quad \frac{(S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0})}{\varrho c_p} - \frac{(V - V_{z_0})}{\varrho r \frac{0,623}{b} \left(\frac{de}{d\vartheta_T} \right)} = \int_{z_0}^z \left(\frac{\partial \vartheta}{\partial t} - \frac{\partial \vartheta_T}{\partial t} \right) dz.$$

Nur wenn $\frac{\partial \vartheta}{\partial t} < \frac{\partial \vartheta_T}{\partial t}$ ist und dieser Zustand lange genug erhalten bleibt, kann sich die Temperatur dem Taupunkt hinreichend nähern und Nebelbildung einsetzen. Damit folgt aus [41] und $z > z_0$:

$$\frac{(S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0})}{c_p} - \frac{(V - V_{z_0})}{r \frac{0,623}{b} \left(\frac{de}{d\vartheta_T} \right)} \geq 0 \quad \text{keine Neigung zu Nebelbildung}$$

$$< 0 \quad \text{Neigung zu Nebelbildung.}$$

Gleichung [41] zeigt, welchen Einfluß die Energiehaushaltsgrößen auf die Annäherung von Temperatur und Taupunkt und somit auf die Nebelbildung besitzen. Eine Vorhersageformel kann es nicht sein, da man nicht weiß, wie lange die linke Seite negativ bleibt. Fast an jedem Abend findet eine Annäherung von Temperatur und Taupunkt statt, ohne daß es immer zu Nebelbildung kommt. Es läßt sich aber sagen, daß die Abkühlung oder Erwärmung einer Luftschicht nur von den Differenzen $(S - S_{z_0})$ und $(L - L_{z_0})$ und die Annäherung von ϑ und ϑ_T nur von $(S - S_{z_0})$, $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ abhängen.

Tritt dann wirklich Kondensation ein, läßt sich [4] nicht mehr zerlegen. Die Taupunktdifferenz ändert sich jetzt nicht mehr wesentlich. Für die Bildung des Nebels ist nun eine andere Größe charakteristisch: die Kondensationsenergie R , für die zusammen mit [4] gilt:

$$[42] \quad R = (V - V_{z_0}) - \bar{V} = (S_{z_0} - S) + (L_{z_0} - L) + \bar{L}.$$

R ist bei Kondensation positiv, beim Verdampfen der Tröpfchen negativ. Die Nebeltröpfchen werden nach [42] entweder aus dem der Schicht zugeführten Wasserdampf der Energie $(V - V_{z_0})$ oder aus der Änderung des Wasserdampfgehaltes der Schicht um einen der Energie $\bar{V}$ entsprechenden Betrag oder dadurch gebildet, daß beide Glieder zusammenwirken. Die so frei werdende Energie nehmen die Glieder der rechten Seite, die auch untereinander wieder Energien austauschen, auf. Es gibt sehr viele Möglichkeiten, gemäß [42] zu einem positiven R zu gelangen. Als energetische Ursachen heben sich jedoch die drei Differenzen $(S - S_{z_0})$, $(L - L_{z_0})$ und $V - V_{z_0}$ wieder klar heraus.

Viele Nebel verändern sich nach ihrer Ausbildung oft über längere Zeiten nicht sehr. Will man nicht annehmen, daß überhaupt keine Phasenumwandlungen mehr stattfinden, so müssen in solchen Fällen die Verdampfungs- und Kondensationsvorgänge etwa gleich sein. Umfaßt die Höhe z_0 bis z dabei die ganze Nebelschicht, dann wird $R \approx 0$, $(V - V_{z_0}) \approx \bar{V}$ und

$$(S_{z_0} - S) + (L_{z_0} - L) \approx -\bar{L}.$$

Die Auflösung des Nebels wird, solange noch Tröpfchen verdampfen, wieder durch Gleichung [42] beschrieben. Allerdings ist nun R negativ. Die Vergrößerung der Taupunktdifferenz nach Verdampfen der letzten Tröpfchen erfolgt wieder nach Gleichung [41].

Diese Darstellung zeigt, daß, falls nur die Voraussetzungen zu Gleichung [4] erfüllt sind, die Fülle der verschiedenen Möglichkeiten der Nebelbildung und Nebelauflösung immer auf drei Grundursachen, die Differenzen $(S - S_{z_0})$, $(L - L_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ zurückgeführt werden können. Wohl wird selten eine dieser Differenzen allein wirksam sein, vielmehr werden meistens alle zusammen oder teilweise gegeneinander wirken. Dennoch sei hier eine schematische Trennung durchgeführt, um zu klaren Vorstellungen und Begriffen zu gelangen.

- a. Die Strahlungsbilanzdifferenz überwiegt die anderen die Nebelbildung fördernden Vorgänge. Das bedeutet im Falle der Gl. [41]:

$$L \approx L_{z_0}, V \approx V_{z_0}, (S - S_{z_0}) < 0,$$

im Falle der Gl. [42]:

$$L \approx L_{z_0}, V \approx V_{z_0}, (S - S_{z_0}) < 0, \bar{L} < 0, \bar{V} < 0.$$

Kommt es so zur Nebelbildung, kann man von echtem „Strahlungsbilanznebel“ sprechen.

- b. Die Differenz des durch turbulenten Austausch bewirkten Stromes fühlbarer Wärme überwiegt die anderen die Nebelbildung fördernden Vorgänge. Das bedeutet

im Falle der Gl. [41]:

$$V \approx V_{z_0}, S \approx S_{z_0}, (L - L_{z_0}) < 0,$$

im Falle der Gl. [42]:

$$V \approx V_{z_0}, S \approx S_{z_0}, (L - L_{z_0}) < 0, \bar{L} < 0, \bar{V} < 0.$$

Kommt es so zur Nebelbildung, kann man von „Abkühlungsnebel“ sprechen.

Beispiele, in denen die Differenz $(L - L_{z_0})$ eine wesentliche Rolle spielt, sind: Strömen von warmer feuchter Luft über eine kalte Unterlage; die abendliche Inversionsbildung, bei der unten bereits positive, höher oben aber noch negative Gradienten vom Tage her vorhanden sind.

- c. Die Differenz des durch turbulenten Austausch bewirkten Stromes latenter Wärme des Wasserdampfes überwiegt die anderen die Nebelbildung fördernden Vorgänge. Das bedeutet

im Falle der Gl. [41]:

$$S \approx S_{z_0}, L \approx L_{z_0}, (V - V_{z_0}) > 0,$$

im Falle der Gl. [42]:

$$S \approx S_{z_0}, L \approx L_{z_0}, (V - V_{z_0}) > 0, \bar{L} > 0, \bar{V} > 0.$$

Kommt es so zur Nebelbildung, kann man von „Dampfnebel“ sprechen.

Beispiele, in denen die Differenz $(V - V_{z_0})$ eine wesentliche Rolle spielt, sind: Das Rauchen von besonnten oder aus anderen Gründen sehr warmen nassen Dächern, Straßen, Äckern und Wäldern (22) und das Rauchen von Flüssen und Seen.

Die Auflösung des Nebels läßt sich in derselben Art aber mit anderen Vorzeichen beschreiben. Ein Beispiel, in dem ein positives $(S - S_{z_0})$ eine wesentliche Rolle spielt, ist die Auflösung unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung. Als Beispiele, in denen ein positives $(L - L_{z_0})$

wirksam wird, seien genannt: Der Abbau der nächtlichen Inversion am Morgen, wobei unten bereits negative, höher oben aber noch positive Gradienten von der Nacht her vorhanden sind; ferner die Auflösung des Nebels durch stärkere Luftbewegung oder durch ein startendes Flugzeug (9).

Bei den gewöhnlich als Strahlungsbilanznebel bezeichneten Fällen wird ein Teil der Abkühlung der Luft durch die Differenz $(L - L_{z_0})$ bewirkt, wie diese Differenz überhaupt für die nächtliche Abkühlung der unteren Atmosphäre mitverantwortlich ist. Das ist vor allem in der Zeit um Sonnenuntergang der Fall, wenn $\frac{\partial S}{\partial z}$ wegen der äußerst kleinen Gradienten der Temperatur und der ebenfalls kleinen, das Vorzeichen wechselnden Strahlungsbilanz nur sehr niedrige Werte besitzt. Die Differenz $(L - L_{z_0})$ gelangt zusammen mit L als L_0 zum Erdboden und hilft hier mit, die negative Strahlungsbilanz S_0 zu kompensieren. Die Strahlung wird so indirekt wirksam, und man könnte im Gegensatz zu dem durch die Divergenz der Strahlungsbilanz $\frac{\partial S}{\partial z}$ bewirkten direkten oder echten Strahlungsbilanznebel von indirektem Strahlungsbilanznebel sprechen. Das würde aber die oben eingeführte Ordnung wieder verwirren. Deshalb ist es besser, sich klarzumachen, daß in den meisten sogenannten Strahlungsbilanznebeln alle drei Divergenzen, sowohl $\frac{\partial V}{\partial z}$ als auch $\frac{\partial S}{\partial z}$ und $\frac{\partial L}{\partial z}$, irgendeine Rolle spielen. Die drei Größen können sich dabei gegenseitig verstärken oder auch schwächen.

Gerade hier wird das Ziel der Arbeit wieder besonders deutlich: es soll versucht werden, die Vorgänge nicht nur zu beschreiben (z. B. (17, 28)), sondern sie an Hand von Meßwerten zu durchschauen. Wenn S. Pettersen in seiner schönen Nebelklassifikation (17) den Prozeß „cooling due to radiation from the underlying surface“ als Ursache des Strahlungsbilanznebel bezeichnet, so läßt sich daraus genauso wie aus den diese Definition betreffenden Ausführungen nur schwer ein klares Bild der wirklichen Vorgänge gewinnen.

Genauso wie der durch die Divergenz von L bzw. durch die Differenz $(L - L_{z_0})$ bewirkte Abkühlungsnebel als indirekter Strahlungsbilanznebel bezeichnet werden kann, ließen sich auch die verschiedenen Dampfnebel anders bezeichnen. So wird beim Rauchen der Dächer die Verdunstungsenergie der auffallenden Sonnenstrahlung und beim Rauchen der Flüsse und Seen dem Wärmehalt des Wassers entnommen. Genauso wie es hier unsinnig wäre, die Namen nach der indirekten Energieherkunft zu prägen, sollte man auch bei anderen Nebeln die direkte Entstehungsursache zur Bezeichnung heranziehen.

Die hier durchgeführten Betrachtungen reichen natürlich nicht aus, um die Nebelbildung in Kaltluftseen und Tälern zu verstehen, da bei ihr eine vertikale Windkomponente vorhanden ist, in der die wohl hauptsächlich durch eine Divergenz des durch turbulenten Austausch bewirkten Stromes fühlbarer Wärme an Berghängen und Wänden entstehende Kaltluft ins Tal abfließt.

Endlich sei noch die Kondensationsenergie $r\delta$, die bei der Bildung eines Nebels der Dichte δ je Volumeneinheit frei wird, mit der Energie $c_p \Delta\theta$ verglichen, die einem Volumelement Luft entzogen werden muß, um es um 1°C abzukühlen. Mit

$$r = 600 \text{ cal g}^{-1},$$

$$\delta = 0,1 \text{ bzw. } 1,0 \text{ g m}^{-3} \text{ (dem entsprechen nach W. H. R a d f o r d (10) Sichtweiten von 300 bzw. 60 m),}$$

$$c_p = 0,24 \text{ cal g}^{-1} \text{ grad}^{-1},$$

$$\varrho = 12 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-3} \text{ (das gilt für } b = 720 \text{ mm Hg und } \theta = 5^\circ\text{C) und}$$

$$\Delta\vartheta = 1^\circ \text{C}$$

gilt:

$$r\delta = 6 \cdot 10^{-5} \text{ cal cm}^{-3} \text{ für } \delta = 0,1 \text{ g m}^{-3},$$

$$r\delta = 60 \cdot 10^{-5} \text{ cal cm}^{-3} \text{ für } \delta = 1,0 \text{ g m}^{-3} \text{ und}$$

$$\rho c_p \Delta\vartheta = 28,8 \cdot 10^{-5} \text{ cal cm}^{-3}.$$

Da die Abkühlung meist wesentlich mehr als 1°C beträgt, ist bei den meisten Nebeln die frei werdende Kondensationsenergie kleiner als die Energie, die der Luft bei der Abkühlung entzogen wird.

4.2. Deutung der Ergebnisse der Energiehaushaltsberechnung.

Nun können die auf den Tabellen 6 und 7 zusammengestellten Ergebnisse der Rechnung gedeutet werden. Schon in 3.1. und 3.2. stellt sich heraus, daß die Nebeldichte auf der Waldlichtung im Perlacher Forst in der 5. Meßnacht nicht wesentlich mehr als $0,1 \text{ g m}^{-3}$ beträgt und damit die Kondensationsenergie so klein bleibt, daß sie vernachlässigt werden kann: Der dem Beobachter so

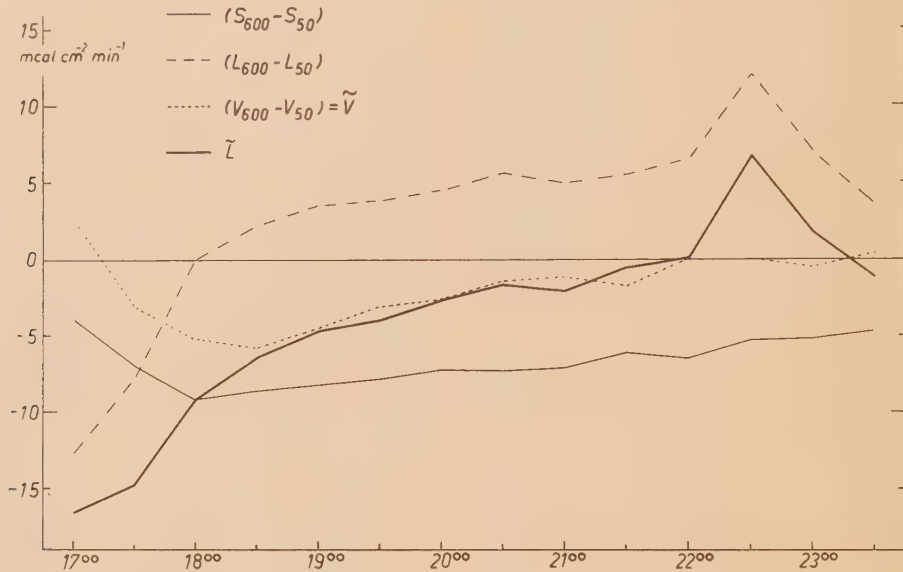


Abb. 9

Der Energiehaushalt der Luftschicht 600 bis 50 cm auf einer Aufforstungsfläche im Perlacher Forst südlich von München am 12. 10. 1956

wesentlich erscheinende Nebel ist energetisch gesehen nur ein Nebeneffekt der nächtlichen Abkühlung.

Die Abbildung 9 zeigt den für die 5. Meßnacht berechneten Energiehaushalt der Luftschicht zwischen 6,0 und 0,5 m. Um 17⁰⁰ sind die Verhältnisse für eine Nebelbildung äußerst günstig: Alle drei Differenzen $(L - L_{z_0})$, $(S - S_{z_0})$ und $(V - V_{z_0})$ wirken zusammen, um eine Annäherung von Temperatur und Taupunkt zu erzielen. Dabei ist vor allem die Änderung des durch turbulenten Austausch bewirkten Stromes fühlbarer Wärme mit der Höhe sehr kräftig, es fließt wesentlich mehr Wärme unten aus der Schicht aus als oben nachfließen kann. Das ist bereits durch die Umstellung vom negativen Temperaturgradienten des Tages auf den Inversionstyp der Nacht im letzten Abschnitt erklärt worden. Es zeigt sich so, daß gerade der turbulente Austausch von fühlbarer Wärme einen großen Anteil an der Abkühlung und damit auch an der Nebelbildung hat und man eine Nebeltheorie nicht damit beginnen darf, daß man ihn als sehr kleine Größe vernachlässigt (6). Die Schicht verliert um 17⁰⁰ ebenfalls Wärme durch Strahlung des in ihr enthaltenen Wasserdampfes, und sie erhält sogar noch eine Wasserdampfung. Mit fortschreitender Zeit nimmt die Strahlungsbilanzdifferenz entsprechend den zunehmenden Temperaturgradienten besonders in der Schicht von 2,0 bis 0,5 m ab, die Differenz $(L - L_{z_0})$ nimmt rasch zu und wird bald positiv. Die anfangs kräftige Abkühlung wird ständig kleiner. Endlich stellt sich eine Art Gleichgewichtszustand mit leichter Abkühlung ein, wobei die Differenzen $(S - S_{z_0})$ und $(L - L_{z_0})$ entgegengesetzt wirksam sind und diesen Zustand so aufrechterhalten. Nach 22⁰⁰ bewirkt ein kräftiger Wind ein Ansteigen von $(L - L_{z_0})$ und damit Erwärmung und Auflösung des Nebels. Da $(L - L_{z_0})$ größer ist als der absolute Betrag der negativen Strahlungsbilanzdifferenz,

kann letztere die Erwärmung nicht verhindern. Später stellt sich bei abnehmendem $(L - L_{z_0})$ wieder eine Abkühlung wegen des nun größeren Betrages der Strahlungsbilanzdifferenz ein. Man kann nicht sagen, daß hier ausschließlich die Strahlung für Abkühlung und Nebelbildung verantwortlich ist. Bis 18⁰⁰ hat der turbulente Austausch fühlbarer Wärme einen entscheidenden Anteil. Die Erhaltung des Nebels wäre ohne die starke Divergenz von S undenkbar, allerdings hält die Divergenz von L ihr fast das Gleichgewicht. Seinen Entstehungsursachen nach handelt es sich bei dem im Perlacher Forst beobachteten Bodennebel also um eine Kombination von Strahlungs- und Abkühlungsnebel.

Betrachtet man nun nicht die ganze Schicht von 6,0 bis 0,5 m, sondern die Einzelschichten von 6,0 bis 3,5, von 3,5 bis 2,0 und von 2,0 bis 0,5 m (Tab. 6), so ergibt sich ein ähnliches Bild. Die Divergenzen von S und L nehmen nach oben hin ab. In der untersten Schicht, in der sich der Nebel bildet, erfolgt um 17⁰⁰ keine wesentliche Wasserdampfung. In der obersten Schicht wird zwischen 18⁰⁰ und 19⁰⁰ die Abkühlung bei fast verschwindendem $(L - L_{z_0})$ nur durch die Strahlungsbilanzdifferenz bewirkt.

Die in Abb. 9 auch dargestellte Änderung der in der Schicht enthaltenen latenten Wärme des Wasserdampfes, die wegen der kleinen Kondensationsenergien fast gleich der Differenz $(V - V_{z_0})$ ist, schmiegt sich von 18⁰⁰ bis 22⁰⁰ sehr eng dem Verlauf der Änderung der in der Schicht enthaltenen fühlbaren Wärme an. Die Ursache dafür liegt darin, daß für $\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial \vartheta}{\partial t}$, wie es hier ungefähr der Fall ist, $b = 720 \text{ mm Hg}$ und $\vartheta = 5^\circ \text{C}$ $\bar{V} = \bar{L}$ ist. Von 17⁰⁰ an verliert die Schicht fast stets Wasserdampf. Daraus folgt das negative $(V - V_{z_0})$, das der Nebelbildung entgegenwirkt.

Der in Abbildung 9 gezeigte Verlauf des Energiehaushaltes der bodennahen Luftschicht ist in zwei Punkten äußerst charakteristisch für ruhige, wolkenlose Abende und Nächte:

1. Die hohe negative Differenz ($L - L_{z_0}$) und die wesentlich geringere negative Differenz ($S - S_{z_0}$) in der Zeit, kurz nachdem die Strahlungsbilanz ihr Vorzeichen gewechselt hat.
2. Der sich mit der Zeit daraus entwickelnde Gleichgewichtszustand mit fast gleich großem negativem ($S - S_{z_0}$) und positivem ($L - L_{z_0}$).

Für den Morgen und für den Tag dürfte das gleiche mit umgekehrtem Vorzeichen gelten.

Der auf Tabelle 7 dargestellte mittlere Energiehaushalt zwischen 18³⁰ und 22⁰⁰ der 5. Meßnacht, das ist die Zeit mit anhaltendem 1,6 m hohem Nebel, ist für die Schicht zwischen 6,0 und 0,5 m durch folgende Daten gekennzeichnet:

$$(S - S_{z_0}) = -7,3 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1},$$

$$(L - L_{z_0}) = +4,7 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}.$$

Daraus ergibt sich eine Abkühlung mit

$\bar{L} = -2,6 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Diesem $\bar{L}$ steht ein fast gleiches $\bar{V} = 2,7 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zur Seite, was gleichzeitig besagt, daß die Schicht $2,7 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ an latenter Wärme oder $0,27 \text{ mg cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ an Wasser abgibt. Aus $V_{z_0} = 8,3 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ in 50 cm Höhe ergibt sich zu der betreffenden Zeit ein mittlerer Tau- bzw. Reifall von $0,0083 \text{ mm h}^{-1}$.

4.3. Die Nebelauflösung bei Sonnenaufgang. Das Temperaturminimum über dem Erdboden

Zwei der drei Fälle, in denen sich im Laufe der 7 Meßnächte der Bodennebel um die Zeit des örtlichen Sonnenaufgangs auflöst, sind auf Tafel 10 dargestellt. Sonst ist um diese Zeit stets höher reichender Nebel oder Hochnebel vorhanden. Die Nebelauflösung geschieht an beiden Tagen zu der Zeit, da nur der westliche Rand der Lichtung direkte Sonnenstrahlung empfängt. Es kann also kaum Absorption von Sonnenstrahlung durch die Tröpfchen vorkommen. Die Inversion ist zu dieser Zeit (7⁰⁵) noch nicht aufgelöst. Die durch turbulenten Austausch bewirkten Ströme fühlbarer und latenter Wärme L und V sind bis 30 cm bzw. bis zum Boden herab positiv. Aus dem Temperaturprofil zur Zeit der Nebelauflösung und der noch negativen Strahlungsbilanz folgt ein negatives ($S - S_{z_0}$) und wegen der starken Erwärmung in beiden Fällen ein sich aus den Beträgen von ($S - S_{z_0}$) und $\bar{L}$ zusammensetzendes positives ($L - L_{z_0}$). Das bedeutet, daß die Schicht durch L sehr viel Wärme mehr von oben her empfängt, als sie nach unten durch L_{z_0} abgeben muß. Diese Wärme wird zur Kompensation des negativen ($S - S_{z_0}$), zur Erwärmung der Luft und zur Nebelauflösung verwendet. Die Ursache der Nebelauflösung liegt hier wie in der 5. Meßnacht kurz nach 22⁰⁰ in der positiven Divergenz des turbulenten Stromes fühlbarer Wärme. Indirekt dürfte jedoch die Strahlungsbilanz eine Rolle spielen, da ihre Divergenz um diese Zeit auf kleinere zwar noch negative Beträge zurückgeht und so der nicht mehr zur Kompensation benötigte Teil von ($L - L_{z_0}$) für die Erwärmung bereitsteht. Das gleiche wird in den untersten 2 m am 12. 10. um 22³⁰ beobachtet (Tab. 6), wo ($L - L_{z_0}$) im Gegensatz zu den höheren Schichten sogar etwas abnimmt, ($S - S_{z_0}$) aber auf kleinere negative Werte zurückgeht.

Das Auftreten des Temperaturminimums über dem Erdboden, das in 32 cm Höhe bei äußerst kleinen Windgeschwindigkeiten gemessen wird, ist nicht schwer zu erklären. Aus Gleichung

$$[6a] \quad (S - S_{z_0}) + (L - L_{z_0}) = \bar{L}$$

folgt im stationären Fall ($\bar{L} = 0$):

$$(S - S_{z_0}) = - (L - L_{z_0}).$$

Da S im Grase nach unten hin wegen der in dieser Richtung wachsenden Gegenstrahlung stark zunimmt, muß L zum Erdboden hin abnehmen. Ist der Betrag des turbulenten Wärmestromes über dem Grase schon recht klein — das ist gewöhnlich mit recht geringen Windgeschwindigkeiten verknüpft —, dann kommt es vor, daß L im Grase auf Null absinkt und darunter sogar negative Werte annimmt. Ein negatives L bedeutet aber Temperaturzunahme nach unten oder einen nach oben gerichteten Wärmestrom. Ist $\bar{L}$ negativ, so wird der Effekt noch verstärkt. Tritt das Temperaturminimum nicht auf, dann heißt das, L_{z_0} ist größer als die Zunahme der Strahlungsbilanz im Grase. Darauf beruht die in 3.4. unter b. durchgeführte Abschätzung von ($L_{z_0} + V_{z_0}$).

4.4. Bemerkungen zu anderen Arbeiten, die die Bildung von Bodennebeln behandeln

In der neueren Literatur gibt es zwei wesentliche Arbeiten, die sich mit den physikalischen Vorgängen bei der Bildung flacher Bodennebel befassen: „Eine Theorie der Nebelbildung“ von R. G. Fleagle (7) aus dem Jahre 1953 und „Die physikalischen Prozesse bei der Bildung von Strahlungsnebel“ von F. K. Davis, Jr. (6) aus dem Jahre 1957.

R. G. Fleagle geht von der Methode von D. L. Brooks (4) zugrunde liegenden Gleichung für die Berechnung der durch die Strahlung des Wasserdampfes bewirkten Temperaturänderung aus, die sich so für ein gegebenes Temperaturprofil in allen Höhen ermitteln läßt. Ist der Erdboden kälter als die Luft und der Temperaturgradient positiv, dann ergibt die Rechnung unmittelbar am Boden eine Erwärmung, darüber aber von einigen Dezimetern Höhe an eine Abkühlung. Da das Taupunktsprofil konstant gehalten wird, erreicht schließlich in der Abkühlungszone die Temperatur den Taupunkt, während sich die Taupunktdifferenz in der Erwärmungszone, die dem Boden aufliegt, vergrößert. Ist der Erdboden wärmer als die Luft und so der Temperaturgradient negativ, dann ergibt die Rechnung eine Strahlungsabkühlung unmittelbar über der Erdoberfläche, eine Strahlungserwärmung oberhalb einer Höhe von der Größenordnung eines Meters. R. G. Fleagle will damit zeigen, warum sich Nebel in unmittelbarer Verbindung mit einer warmen aber nicht unmittelbar über einer kalten Oberfläche bilden kann.

Diese Darstellung ist durchaus richtig, will man nur die Divergenz der Strahlungsbilanz bzw. die mit ihr durch

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial S}{\partial z}$$

verknüpfte, nur durch Strahlung bewirkte Temperaturänderung zu einem festen Zeitpunkt ermitteln. Sie reicht aber nicht aus, um die Nebelbildung befriedigend zu erklären, da die Divergenzen der durch Turbulenz bewirkten Ströme fühlbarer und latenter Wärme einen wesentlichen Anteil an der Bildung der Temperatur- und Taupunktsprofile haben. Zeitweise kann die Divergenz von L sogar einen bedeutend größeren Einfluß besitzen als die Divergenz von S (Abb. 9). Auch geht es nicht an, eine für einen bestimmten Zeitpunkt berechnete Strahlungsabkühlung über einen Zeitraum andauern zu lassen, da die Abkühlung mit dem sich ändernden Temperaturprofil andere Beträge annimmt, ja sogar das Vorzeichen wechseln kann.

F. K. Davis betrachtet hauptsächlich den Transport des Wasserdampfes und errechnet aus einer mit etlichen gewagten Annahmen versehenen Theorie ein Feuchteprofil mit einem Maximum der spezifischen Feuchte

oberhalb des Erdbodens. „In dieser Schicht kann sich Wasserdampf akkumulieren, so daß der Taupunkt zuerst in einem Niveau oberhalb des Erdbodens erreicht wird. In diesem Niveau bildet sich der Strahlungsnebel zuerst.“ In 12 Nächten mißt F. K. Davis Temperatur und Taupunkt zwischen 10 und 640 cm und die Windgeschwindigkeit zwischen 40 und 160 cm. Die auftretenden Nebelschichten sind 0,5 bis 2 m dick und besitzen eine Untergrenze zwischen 50 und 100 cm über dem Erdboden. Die Ergebnisse dieser Messungen zeigen deutlich das vorher theoretisch gefundene Maximum des Taupunktes in rund 1 m Höhe. Zur Abschätzung der Strahlungsabkühlung der Luft bis zum Taupunkt dient ebenfalls die Methode von D. L. Brooks.

Als wesentliches Ergebnis der Arbeit wird immer wieder das Taupunktmaximum oberhalb des Erdbodens herausgestellt. Dieses Maximum ist offensichtlich nicht notwendig, um eine Annäherung von Temperatur und Taupunkt und so eine Nebelbildung zu erklären. Ein Maximum des Taupunktes bedeutet, daß von ihm aus dem Dampfdruckgefälle folgend Wasserdampf nach unten und oben hin abfließt. Die Stelle des Maximums ist demnach eine Wasserdampfquelle. Solange eine Erklärung dafür ausbleibt, woher diese Quelle gespeist wird, ist es nicht sicher, ob das Maximum nicht doch durch instrumentelle Fehler vorgetäuscht wird. Die Arbeit vernachlässigt die Wirkung des turbulenten Transportes fühlbarer Wärme fast vollkommen. Die gemessenen Werte von Temperatur, Taupunkt und Windgeschwindigkeit werden zu keinerlei Rechnungen benutzt. Da das Taupunktmaximum nicht überzeugend gedeutet werden kann, bleibt F. K. Davis nur die Aussage, daß die Lufttemperatur hauptsächlich durch Strahlungsabkühlung den Taupunkt erreicht und es so zur Nebelbildung kommt.

In diesem Zusammenhang sei noch einmal darauf hingewiesen, daß bei den Untersuchungen im Perlacher Forst die Untergrenze des Nebels etwa in der Höhe des in 32 cm gemessenen Temperaturminimums liegt. Da dieses Minimum beim Taupunkt nicht auftritt und unterhalb von 32 cm die Temperatur ansteigt, der Taupunkt aber weiter fällt, bleibt die Luft dort wesentlich trockener und nebelfrei.

N. E. Rider und G. D. Robinson untersuchen in einer gemeinsamen Arbeit (21) unter anderem den Energiehaushalt in der Schicht zwischen 0 und 1 m Höhe über kurzem Gras mittels der Gleichungen [6a] und [6b]. Von den 29 in den Jahren 1948 und 1949 durchgeführten meist halbstündigen Meßreihen zeigen die meisten, daß $(L - L_0)$ fast gleich groß ist, aber entgegengesetztes Vorzeichen besitzt wie $(S - S_0)$. Das stimmt mit den auf Abb. 9 gezeigten Verhältnissen nach 19⁰⁰ gut überein. In zwei Fällen tritt Bodennebel auf. Die Autoren erhalten für den ersten Fall als mittleren Energiehaushalt in der 10 min dauernden Meßreihe:

$$\begin{aligned}(L - L_0) &= -0,33 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}, \\(S - S_0) &= -0,45 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}, \\(V - V_0) &= -0,72 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}\end{aligned}$$

und für den zweiten Fall als mittleren Energiehaushalt in der 30 min dauernden Meßreihe:

$$\begin{aligned}(L - L_0) &= +1,56 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}, \\(S - S_0) &= -2,10 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}, \\(V - V_0) &= +0,07 \text{ mcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}\end{aligned}$$

Die Größen beziehen sich auf die Schicht zwischen 0 und 1 m Höhe über dem Erdboden.

Literatur

- (1) Baumgartner, A.: Meteorologische Untersuchungen bei Frostschutzmaßnahmen im Pflanzgarten Grafath. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München Nr. 1 (1953)

- (2) Baumgartner, A.: Licht und Naturverjüngung am Nordrand eines Waldbestandes. Forstwiss. Cbl. **74**, 59-64 (1955)
- (3) Baumgartner, A.: Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 28 (1956)
- (4) Brooks, D. L.: A tabular method for the computation of temperature change by infrared radiation in the free atmosphere. J. Meteor. **7**, 313-321 (1950)
- (5) Bruinenberg, A.: Een numerieke methode voor de bepaling van temperatuursveranderingen door straling in de vrije atmosfeer. K. ned. meteor. Inst. Meded. Verh., B, **1**, Nr. 1 (1946)
- (6) Davis, Jr., F. K.: The physical processes in the formation of radiation fog. Publ. Climatol. **10** Nr. 1, 1-37 (1957)
- (7) Fleagle, R. G.: A theory of fog formation. J. Marine. Res. **12**, 43-50 (1953)
- (8) Frankenberger, E.: Über vertikale Temperatur-, Feuchte- und Windgradienten in den untersten 7 Dekametern der Atmosphäre, den Vertikalaustausch und den Wärmehaushalt an Wiesenboden bei Quickborn (Holstein) 1953/54. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 20 (1955)
- (9) Geiger, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1950
- (10) George, J. J.: Fog. In: Compendium of Meteorology. Boston 1951, 1179-1189
- (11) Hofmann, G.: Ein Strahlungsbilanzmesser für forstmeteorologische Untersuchungen. Forstwiss. Cbl. **71**, 330-337 (1952)
- (12) Houghton, H. G.: On the physics of clouds and precipitation. In: Compendium of Meteorology. Boston 1951, 165-181
- (13) Kraus, H.: Untersuchungen und Entwicklungsarbeiten mit Thermistoren. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München Nr. 3, 30-57 (1956)
- (14) Lettau, H.: Isotropic and non-isotropic turbulence in the atmospheric surface layer. Geophys. Res. Pap. Cambridge (Mass.) Nr. 1 (1949)
- (15) Ludlam, F. H. and Mason, B. J.: The physics of clouds. Handbuch der Physik **48**, 479-540 (1957)
- (16) Möller, F.: Strahlungsvorgänge in Bodennähe. Z. Meteor. **9**, 47-53 (1955)
- (17) Pettersen, S.: Some aspects of formation and dissipation of fog. Geof. Publ. **12**, Nr. 10 (1939)
- (18) Plyler, E. K. and Acquista, N.: Infrared absorption of liquid water from 2 to 42 microns. J. Optical Soc. Am. **44**, Nr. 6, 505 (1954)
- (19) Pohl, W.: Untersuchungen an einem Strahlungsbilanzmesser. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München Nr. 2 (1954)
- (20) Raschke, K.: Über das nächtliche Temperaturminimum über nacktem Boden in Poona (Indien). Meteor. Rdsch. **10**, 1-11 (1957)
- (21) Rider, N. E. and Robinson G. D.: A study of the transfer of heat and water vapour above the surface of short grass. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **77**, 375-401 (1951)
- (22) Roßmann, F.: Das Rauchen der Wälder nach Regen und die Unterscheidung von Wasserdampf und Wasserrauch. Wetter und Leben **4**, 56-57 (1952)
- (23) Schmidt, W.: Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Hamburg 1925

- (24) Sutton, O. G.: Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere. Proc. Roy. Soc. A, **146**, 701-722 (1934)
- (25) Sutton, O. G.: Atmospheric turbulence. London 1949
- (26) Sutton, O. G.: Micrometeorology. London 1953
- (27) Sverdrup, H. U.: The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. Geof. Publ. **11**, Nr. 7 (1935)
- (28) Taylor, G. I.: The formation of fog and mist. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **43**, 241-268 (1917)
- (29) Urfer, A.: Sur les changements du gradient vertical de température dans le brouillard de rayonnement. Geofis. pura e appl. **34**, 231-245 (1956)
- (30) Bericht II über die Vergleichsversuche an Strahlungsmeßgeräten beim Meteorologischen Observatorium Hamburg, Deutscher Wetterdienst, vom 15. bis 30. Mai 1956 zu Händen der Radiation Commission der I.A.M., I.U.G.G.

Lebenslauf

Am 21. April 1930 wurde ich, Helmut Kraus, als Sohn des Chirurgen Dr. med. Karl Kraus und seiner Ehefrau Anna Kraus geb. Müllers in Jülich geboren. Von Ostern 1936 bis Ostern 1940 besuchte ich die Volksschule in Jülich, danach bis Ostern 1949 das dortige Staatliche Gymnasium. Am 9. März 1949 legte ich die Reifeprüfung ab.

Im Winter-Semester 1949/50 begann ich an der Technischen Hochschule in Aachen das Studium der Mathematik und der Physik. Seit dem Sommer-Semester 1950 studierte ich an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität in München. Hier legte ich am 17. November 1955 die Diplom-Hauptprüfung für Physik ab.

